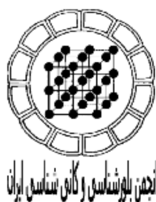
مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

مقاله پژوهشی

سال سی و یکم، شمارۀ سوم، پاییز ۱۴۰۲، از صفحۀ ۴۷۹ تا ۴۹۶



سنگ‌نگاری، شیمی کانی و زمین‌دما-فشارسنجی مجموعه‌ی دگرگونی گرمخانی-میهم (قروه-کردستان)

اشرف ترکیان*[۱]، زهرا شیرمحمدی[۱]، سیده راضیه جعفری [۲]

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا، همدان

۲- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه پیام نور، تهران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۱/۹/۷، نسخه نهایی: ۱۴۰۱/۱۱/۱۹)

چکیده: منطقه گرمخانی - میهم در جنوب شرق شهرستان قروه و بخش شمال‌غرب پهنه سنندج-سیرجان واقع است. سنگ‌های این منطقه شامل تنوعی از سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی هستند. داده‌های ریزپردازشی نشان می‌دهد که آمفیبول‌ها از نوع مگنزیوهورنبلند، پلاژیوکلازها از نوع آندزین و آلبیت، بیوتیت از زیرمجموعه سیدروفیلیت، میکای سفید از نوع موسکویت و اپیدوت نیز از زیر مجموعه کلینوزوئیزیت هستند. بر اساس شیمی آمفیبول‌ها، سری ماگمایی ماگمای سازنده آن‌ها، نیمه قلیایی و محیط زمین ساختی آن ابرفرورانشی است. برآوردهای زمین‌دما-فشارسنجی کانی‌های آمفیبول و پلاژیوکلاز در آمفیبول‌شیست‌ها گستره دمایی ۴۶۴ تا ۵۷۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۳ تا ۵٫۶ کیلوبار را نشان می‌دهد که بیانگر گذر از رخساره شیست سبز به آمفیبولیت است.

واژه‌های کلیدی: *شیمی کانی؛ شیست سبز؛ دگرگونی ناحیه‌ای؛ دگرگونی مجاورتی؛ زون سنندج- سیرجان.*

مقدمه

منطقه قروه از نظر تقسیمات زمین ساختی [۱] در بخش شمال غرب پهنه سنندج-سیرجان واقع است (شکل ۱ الف). پهنه سنندج-سیرجان با توجه به حجم سنگ‌های ماگمایی و فرآیندهای دگرگونی، پویاترین پهنه زمین‌ساختی ایران محسوب می‌شود و مهم‌ترین رخداد دگرشکلی و دگرگونی آن در ارتباط با باز و بسته شدن اقیانوس نئوتتیس، و در واقع فرورانش و برخورد صفحه عربستان با خرد قاره ایران مرکزی در دوران مزوزوئیک است [۲-۶]. در حال حاضر این پهنه حدود ۱۴میلی‌متر در سال به سمت ورقه اوراسیا حرکت می‌کند [۷]. بر اساس تقسیم‌بندی مرجع [۳]، منطقه قروه بخشی از زیر پهنه سنندج- سیرجان با دگرشکلی پیچیده است. از ویژگی-های مهم این پهنه وجود سنگ‌های به شدت دگرشکل یافته و فراوانی واحدهای شیستی، فیلیتی و دگرگونه آتشفشانی است که با داشتن دو دگرشکلی ناحیه‌ای عمده، مشخص می‌شود.

سن‌سنجی انجام شده به روش U-Pb سن توده آذرین نفوذی قروه را ۱۴۹-۱۵۷میلیون سال یعنی ژوراسیک پسین نشان داده است [۸]. براساس سن‌سنجی انجام شده به روش U-Pb و Sr-Nd نیز سن باتولیت قروه ۳±۱۴۷ میلیون سال است [۹]. در این پژوهش، مجموعه‌ی دگرگونی گرمخانی-میهم واقع در جنوب شرق شهرستان قروه بررسی شده که شامل انواع سنگ-های دگرگونی ناحیه‌ای (آمفیبول‌شیست، میکاشیست، مرمر، فیلیت، اسلیت) و مجاورتی (آمفیبول-فلدسپار-هورنفلس، کوارتزیت و اسلیت لکه‌دار) است. در این نوشتار، روابط صحرایی، سنگ‌شناسی و شیمی‌کانی‌های پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت، مسکویت و اپیدوت بررسی شده است که ترکیب نتایج به دست آمده داده‌هایی از شرایط ترموپویای و دگرگونی منطقه را بیان می‌کند.

زمین‌شناسی منطقه

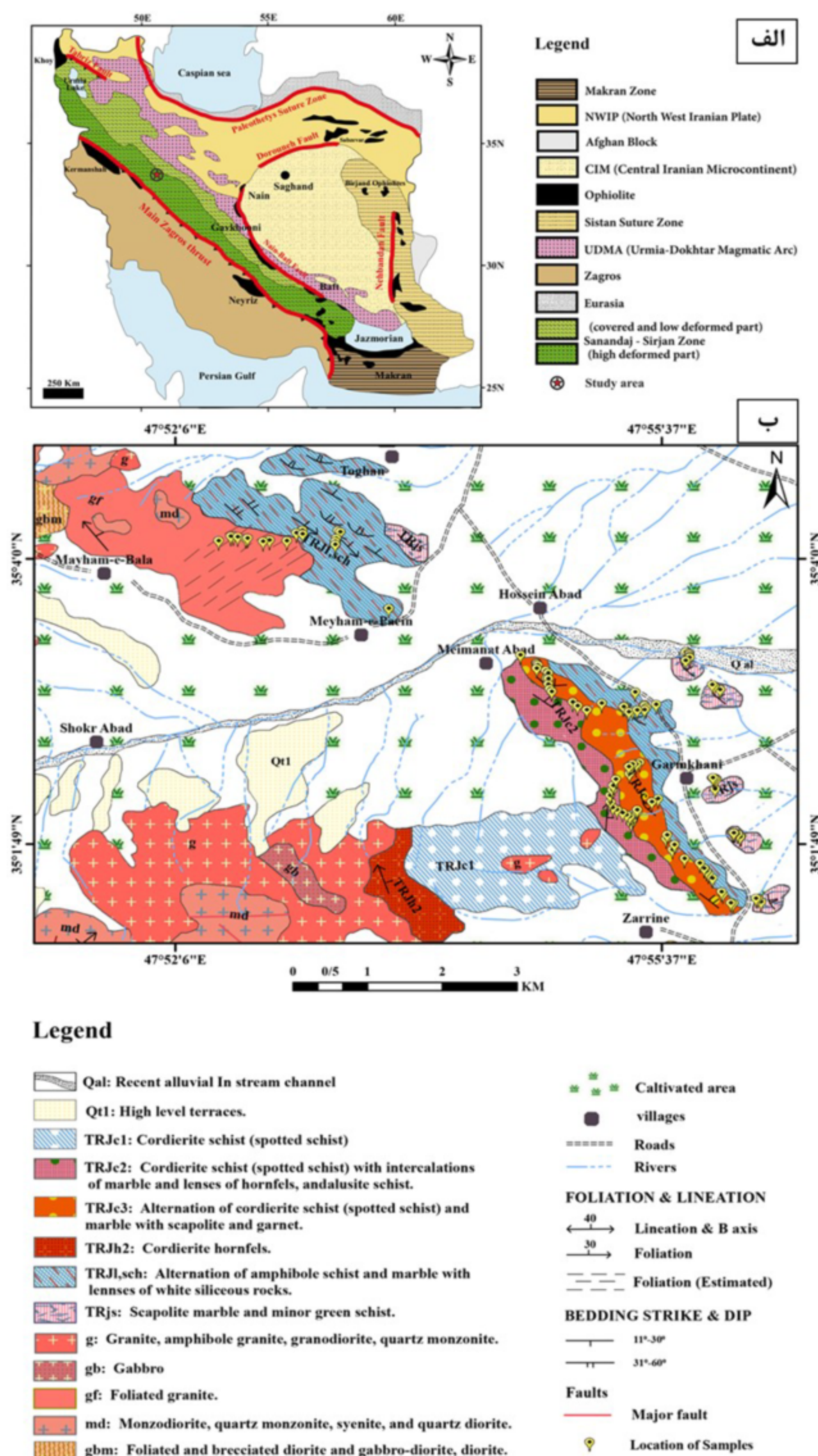
منطقه مورد بررسی در جنوب شهرستان قروه در مختصات ′۵۱

*نویسنده مسئول، تلفن: ۹-۳۸۳۸۱۶۰۱-۰۸۱، نمابر: ۳۸۳۸۱۱۷۲-۰۸۱، پست الکترونیکی: a-torkian@basu.ac.ir

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.3.5.0]

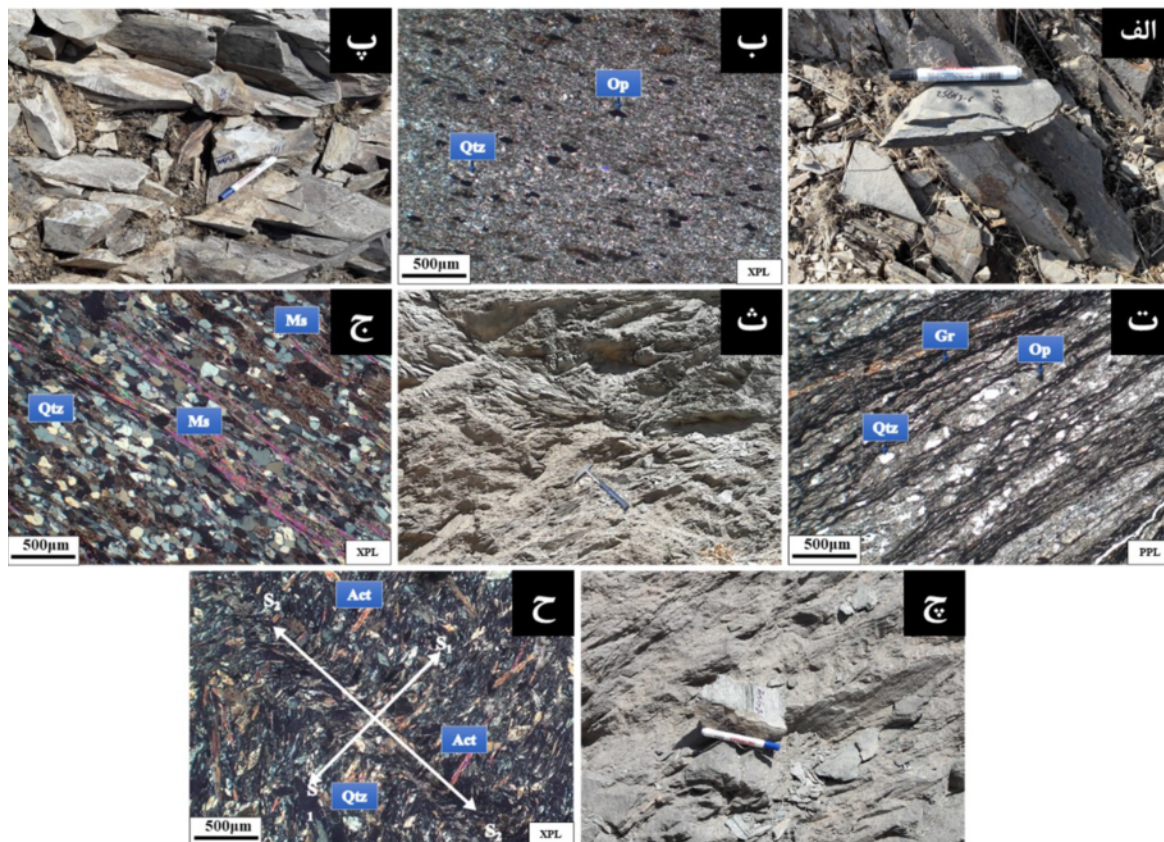
[DOI: 10.61186/ijcm.31.3.479]

۴۷° تا ۵۶′ ۴۷° طول شرقی و ۰۱′ ۳۵° تا ۰۴′ ۳۵° عرض شمالی قرار دارد (شکل ۲ ب) سنگ‌های دگرگونی بیشتر در منطقه میهم سفلی و منطقه گرمخانی دیده می‌شوند (شکل۱ ب). سنگ‌های دگرگونی شامل شیست، مرمر، فیلیت، اسلیت و هورنفلس هستند. با توجه به شواهد گسلی، شکستگی‌ها و درزه‌ها می‌توان به عملکرد فعالیت‌های زمین ساختی در منطقه پی برد. سنگ‌های آذرین (شامل دایک‌های مافیک تا اسیدی) در میهم علیا و میهم سفلی رخنمون دارند.



شکل ۱ الف) نقشه پهنه‌های ساختاری ایران [۱۰] که موقعیت منطقه گرمخانی-میهم با علامت ستاره بر پهنه سنندج-سیرجان مشخص شده است، ب) نقشه زمین‌شناسی منطقه گرمخانی-میهم بر گرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ قروه [۱۱].

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.3.5.0]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.3.479]



شکل ۲ الف) تصویری از رخنمون اسلیت‌های غرب منطقه گرمخانی، ب) تصویر میکروسکوپی از اسلیت‌های گرمخانی، پ) رخنمون فیلیت‌ها در شمال منطقه گرمخانی، ت) تصویر میکروسکوپی فیلیت با رخ اسلیتی، ث) رخنمون موسکویت‌شیست‌های منطقه گرمخانی، ج) تصویر میکروسکوپی موسکویت‌شیست با بافت ورقه شکفتی که در بخش میانی و پایین دامنه شرقی کوه گرمخانی رخنمون دارد، چ) تصویری از رخنمون واحد آمفیبول‌شیست منطقه میهم، ح) تصویر میکروسکوپی آمفیبول‌شیست‌های گرمخانی، با بافت نخ شکفتی و برگوارگی کنگره‌ای. (Act: اکتینولیت، Qtz: کوارتز، Ms: موسکویت ، Hbl: هورنبلند، Pl: پلاژیوکلاز، Gr: گرافیت، Op: کانی کدر [۱۲]).

بررسی‌های سنگ‌نگاری پیشین بر سنگ‌های دگرگونی جنوب قروه درجه دگرگونی سنگ‌های منطقه را متوسط تا بالا نشان داده‌اند [۱۳]. همچنین براساس بررسی حریری [۱۴]، سن سنگ‌های دگرگونی قروه به ژوراسیک-کرتاسه‌پیشین نسبت داده شده و حد دگرگونی آن‌ها رخساره شیست‌سبز دما بالا تا نخستی رخساره آمفیبولیت است. سنگ‌های دگرگونی پویای منطقه به دو گروه کاتاکلازیت و میلونیتی تقسیم شده و به فعالیت فاز پیرنئن ارتباط داده شده‌اند [۱۵]. عمروانی [۱۶] دگرگونی‌های منطقه قروه را به ترتیب شامل: دگرگونی ناحیه-ای، دگرگونی مجاورتی، دگرگونی ناحیه‌ای و مجاورتی می‌داند و به باور او آمفیبولیت‌ها و کانی‌های دگرگونی در ارتباط با توده‌های نفوذی هستند. ترکیان و همکاران [۱۷] مجموعه آذرین نفوذی نوع I جنوب قروه را یک باتولیت بیضی شکل می‌داند که با طیفی از سنگ‌های اسیدی تا مافیک در بین سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای با درجه دگرگونی متوسط نفوذ کرده است. ترکیان [۱۸] گرانیتوئیدهای جنوب قروه را از نوع I و در ارتباط با محیط قوس قاره‌ای می‌داند. همچنین رضایی [۱۹] با بررسی ریزساختارهای تشکیل شده در سنگ‌ها، دمای حدود ۵۷۰-۲۵۰ درجه سانتی‌گراد را برای تغییرات ساختاری پیشنهاد داده است.سنگ‌های نفوذی و دگرشکل یافته‌ی شمال روستای میهم علیا در جنوب شرق قروه را طیفی از سنگ‌های نفوذی شامل گابرو، دیوریت، گرانیت میلونیتی، گرانیت‌ها و دایک‌های آپلیتی و دولریتی معرفی کرده‌اند [۲۰]. رضوانی [۲۱] نیز سنگ‌های دگرگونی مجاورتی منطقه را شامل اسلیت-های لکه‌دار، میکا هورنفلس و کردیریت هورنفلس می‌داند که از رخساره آلبیت-اپیدوت هورنفلس تا نخستی هورنبلند هورنفلس دستخوش دگرگونی شده‌اند. ترکیان [۲۲] سنگ‌های دگرگونی منطقه زرینه (جنوب قروه) را بررسی کرده است. به تازگی نیز

چراغی [۲۳] با پژوهشی پیرامون سنگ‌های دگرگونی در شمال غرب منطقه مورد بررسی در مرز بین روستاهای آصف‌آباد-تازه‌آباد را بررسی نموده و آنها را مجموعه‌ای از سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای شامل انواع شیست‌ها، متادیوریت، آمفیبولیت، مرمر و کوارتزیت تشخیص داده است.

روش بررسی

برای انجام این پژوهش پس از بررسی های صحرایی، تعداد ۶۸ نمونه برای تهیه مقاطع نازک انتخاب شد. پس از بررسی های سنگ‌نگاری با میکروسکوپ قطبشی، تعداد ۷ نمونه سالم با کمترین هوازدگی و دگرسانی برای تجزیه شیمیایی نقطه‌ای کانی‌ها به آزمایشگاه کانی شناسی مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران ارسال شد. نمونه‌ها با ریزپردازشگر الکترونی مدل SX100، با شدت جریان ۲۰nA و استاندارد فلز مس و متوسط زمان شمارش ۱۵ ثانیه برای هر عنصر تجزیه شدند.

سنگ‌نگاری

سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای

سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای در منطقه میهم و گرمخانی گسترش دارند و شامل اسلیت، فیلیت، میکاشیست و آمفیبول‌شیست هستند که در ادامه آنها توضیح داده می‌شوند:

اسلیت: اسلیت‌ها در نمونه دستی به رنگ خاکستری و دارای رخ تخته سنگی هستند. از آنجا که آنها بسیار دانه ریز هستند، کانی‌های تشکیل دهنده سنگ در نمونه دستی قابل تشخیص نیستند. در مقطع نازک، کانی‌های اصلی این سنگ‌ها، موسکویت، کوارتز و کلریت بوده و کانی فرعی اپیدوت، کلسیت، کانی کدر و به مقدار کم پلاژیوکلاز است. بافت آن‌ها تخته سنگی است (شکل‌های ۲ الف و ب).

فیلیت: فیلیت‌ها در نمونه دستی به رنگ روشن و خاکستری تا خاکستری تیره و ریزدانه هستند. در بررسی‌های میکروسکوپی، کانی‌های اصلی آن‌ها کوارتز، موسکویت، کلریت و گرافیت هستند. مقدار برخی کانی‌های شاخص چون گرافیت در نمونه-های مختلف، متغیر بوده به طوریکه در بعضی نمونه‌ها (فیلت-های زغال‌دار) بیشتر از ۵۰ درصد و در بعضی کمتر از ۱۰ درصد یا صفر است. کانی‌های فرعی این فیلیت‌ها اپیدوت، زوئیزیت، کلینوزوئیزیت، پلاژیوکلاز، بیوتیت و کانی‌های فلزی (کدر) و کانی ثانویه سریسیت است. این سنگ‌ها دارای رخ تخته سنگی و در نمونه‌ی گرافیتی دارای رخ مواج هستند (شکل‌های ۲ پ و ت).

موسکویت‌شیست: موسکویت‌شیست‌ها در بخش میانی و پایین دامنه‌ی شرقی کوه گرمخانی رخنمون دارند. آنها در نمونه دستی به رنگ خاکستری روشن بوده و کانی‌های قابل تشخیص آن‌ها شامل میکا و کوارتز هستند. ویژگی‌های این سنگ‌ها در مقطع نازک از نظر کانی‌شناسی دارا بودن کانی‌های اصلی موسکویت، بیوتیت و کوارتز، کانی‌های فرعی کلسیت و کدر بوده و بافت آنها ورقه شکفتی است (شکل‌های ۲ث و ج).

آمفیبول‌شیست: آمفیبول‌شیست‌های گرمخانی دارای شیستوارگی و ریزدانه هستند و رنگ آنها خاکستری مایل به سبز است. کانی‌های اصلی آنها اکتینولیت، هورنبلند، پلاژیوکلاز، کوارتز و کلریت و کانی‌های فرعی کلسیت، آپاتیت و اپیدوت هستند. بافت اصلی آن‌ها نخ شکفتی است و در بعضی بخش‌ها دارای برگوارگی کنگره‌ای (رخ مواج) هستند. کانی اکتینولیت در این سنگ‌ها به رنگ زرد کم‌رنگ تا سبز کم‌رنگ است (شکل‌های ۲ چ و ح). با توجه به نتایج شیمی کانی هورنبلند در این سنگ‌ها از نوع مگنزیوهورنبلند (منیزیوهورنبلند) و پلاژیوکلاز از نوع آلبیت است. آمفیبول‌شیست‌های منطقه میهم در نمونه دستی گاه کمی تیره‌تر هستند و افزون بر کانی‌های بیان شده، ترمولیت نیز در آنها حضور دارد.

سنگ‌های دگرگونی مجاورتی

سنگ‌های دگرگونی مجاورتی در منطقه میهم و گرمخانی از نوع اسلیت لکه‌دار، کوارتزیت، مرمر (با ناخالصی‌هایی از کوارتز و کانی‌های فلزی) و آمفیبول-فلدسپار-هورنفلس هستند.

اسلیت لکه‌دار: اسلیت لکه‌دار یک سنگ آرژیلی‌شیلی، اسلیتی یا شیستوز است که ظاهر لکه‌دار آن ناشی از رشد نخستین شکفته بلورها در دگرگونی مجاورتی خفیف است. سنگ‌های مورد بررسی ریزدانه و دارای رنگ خاکستری هستند (شکل ۳ الف). در بررسی‌های میکروسکوپی، کانی موسکویت به صورت لکه‌هایی که آغازگر تشکیل شکفته بلور هستند، در زمینه قرار دارد و همچنین کانی کدر نیز در آن قابل تشخیص است (شکل ۳ ب).

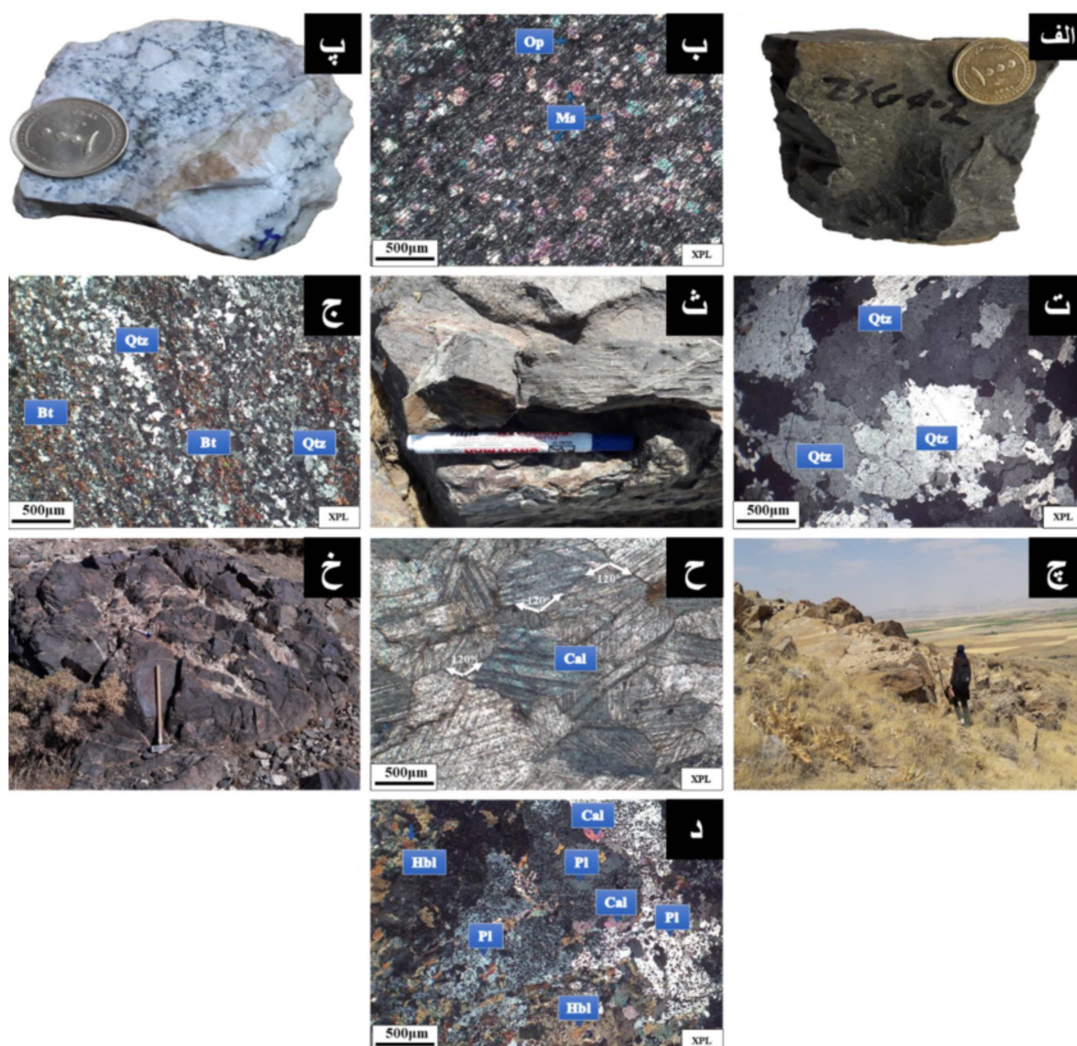
کوارتزیت: در بررسی‌های میکروسکوپی، دو نوع کوارتزیت با ناخالصی‌های متفاوت تشخیص داده شدند: کوارتزیت اپیدوت‌دار و کوارتزیت بیوتیت‌دار. کوارتزیت اپیدوت‌دار در نمونه دستی به رنگ روشن دارای ناخالصی‌هایی به رنگ سبز و خاکستری مایل به سبز است. در زیر میکروسکوپ، این سنگ دارای بافت هورنفلسی است (شکل‌های ۳ پ و ت). عامل ایجاد این بافت مهاجرت مرزدانه‌ها به درون هم بوده و حضور این بافت نشانه رخداد تنش فشاری در منطقه است [۲۴]. کوارتزیت اپیدوت‌دار دارای بلورهای کوارتز درشت‌بلور و ریزبلور است. کوارتزیت بیوتیت‌دار در نمونه دستی به رنگ کرم تا مایل به قهوه‌ای و در

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.3.5.0]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.3.479]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.3.5.0]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.3.479]

نمونه دستی دارای ساخت چین‌خورده و لایه‌لایه بوده که این ویژگی در بررسی های میکروسکوپی نمایان است (شکل‌های ۳ ث و ج).

مرمر: مرمرها که بیشتر در منطقه گرمخانی رخنمون دارند در نمونه دستی دارای رنگ شیری تا کرم مایل به خاکستری و ریز تا درشت‌دانه هستند. ساخت آن‌ها توده‌ای است و در بعضی نمونه‌ها، ناخالصی‌هایی از کانی‌های خاکستری رنگ وجود دارد که ظاهر سنگ را لایه‌لایه نشان می‌دهد (شکل ۳ چ). در بررسی های میکروسکوپی، کانی اصلی تشکیل دهنده این سنگ‌ها کلسیت و کانی‌های فرعی کوارتز، اپیدوت، کلریت و کانی فلزی هستند. کوارتز بیشترین ناخالصی در این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهد. مقدار ناخالصی در نمونه‌های مورد بررسی متغیر است؛ برخی نمونه‌ها دارای کمتر از ۵ درصد ناخالصی یا بدون ناخالصی هستند و بعضی دیگر تا ۱۵ درصد ناخالصی دارند. اندازه بلورهای کلسیت متغیر است، اما بیشتر آن‌ها درشت‌بلور هستند. کانی کوارتز ریز تا متوسط‌بلور در این سنگ‌ها حضور دارد. بافت اصلی این سنگ‌ها موزائیکی است و مرز دانه‌ها با هم زاویه حدود ۱۲۰ درجه می‌سازند (شکل ۳ ح).



شکل ۳ سنگ‌های دگرگونی مجاورتی: الف) نمونه دستی اسلیت لکه‌دار برداشت شده از منطقه گرمخانی، ب) تصویر میکروسکوپی از اسلیت لکه‌دار که لکه‌ها از جنس موسکویت هستند، پ) نمونه دستی کوارتزیت اپیدوت‌دار برداشت شده از منطقه میهم، ت) تصویر میکروسکوپی کوارتزیت اپیدوت‌دار، ث) رخنمون کوارتزیت بیوتیت‌دار منطقه میهم، ج) تصویر میکروسکوپی کوارتزیت بیوتیت‌دار، چ) رخنمون مرمرها در منطقه گرمخانی، (دید به سمت شمال شرق)، ح) تصویر میکروسکوپی مرمر با زوایای ۱۲۰ درجه بین دانه‌های کلسیت، خ) رخنمون آمفیبول-فلدسپار-هورنفلس در منطقه میهم، (دید به سمت جنوب)، د) تصویر میکروسکوپی آمفیبول-فلدسپار-هورنفلس دارای بافت هورنفلسی و غربالی که پوئیکلیوبلاست‌ها از نوع پلاژیوکلاز و میانبارها از اپیدوت و به مقدار کم آپاتیت هستند. (Act: اکتینولیت، Qtz: کوارتز، Ms: موسکویت ، Hbl: هورنبلند، Pl: پلاژیوکلاز، Cal: کلسیت، Bt: بیوتیت، Mc: میکروکلین، Op: کانی کدر [۱۲]).

آمفیبول-فلدسپار-هورنفلس: این کانی‌ها در نمونه دستی به رنگ خاکستری مایل به سبز، خاکستری روشن و خاکستری تیره مایل به سیاه هستند که رنگ مایل به سیاه برخی از نمونه‌ها با توجه به بررسی‌های میکروسکوپی ناشی از مقادیر زیاد کانی-های کدر است. کانی‌های تشکیل دهنده آمفیبول-فلدسپار-هورنفلس‌ها شامل فلدسپار (پلاژیوکلاز)، آمفیبول (هورنبلند و اکتینولیت)، کوارتز، اپیدوت، کلریت، کانی‌های کدر هستند و در برخی نمونه‌ها به مقدار بسیار کم کلسیت، آپاتیت، زوئیزیت و کلینوزوئیزیت نیز وجود دارد. بافت این سنگ‌ها هورنفلسی است و بافت‌های شکفته بلوری و غربالی نیز در آن‌ها دیده می‌شود (شکل‌های ۳ خ و د). حضور بافت هورنفلسی نشانه‌ای از رخداد دگرگونی مجاورتی است. این بافت ناشی از تبلور یا بازتبلور کانی‌ها در دمای بالا و فشارهای کم تا متوسط است [۲۴].

شیمی کانی

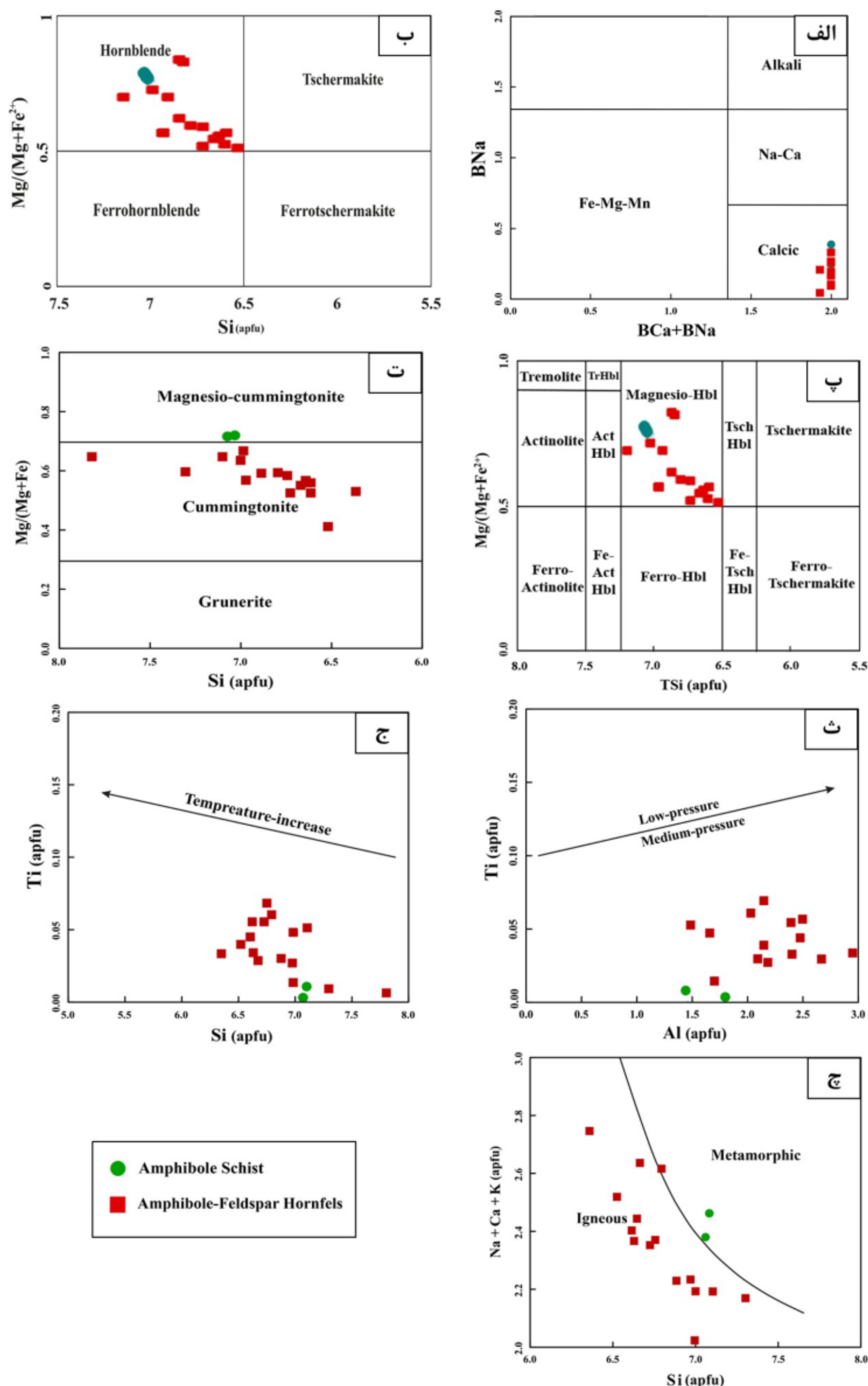
در این جا، ترکیب شیمیایی ۶۵ نقطه از کانی‌های آمفیبول (۱۸ نقطه)، پلاژیوکلاز (۱۹ نقطه)، بیوتیت (۱۰ نقطه) و موسکویت (۱۸ نقطه) موجود در نمونه‌های مورد بررسی ارائه می‌شود. از آنجا که در همبری مورد بررسی برای هر نمونه، همه کانی های نام برده حضور ندارند، کانی‌شناسی هر نمونه جداگانه آورده شده است.

آمفیبول: به منظور تعیین ترکیب شیمیایی آمفیبول‌های موجود در سنگ‌ها، تعداد ۱۸ نقطه از ۳ بلور آمفیبول تجزیه نقطه‌ای شد. در جدول ۱، نتایج تجزیه ریزپردازش الکترونی (EPMA) آمفیبول‌ها در دو سنگ آمفیبول فلدسپار هورنفلس و یک سنگ آمفیبول‌شیست ارائه شده و غلظت اتم‌ها در واحد فرمولی (apfu) بر اساس ۲۳ اکسیژن و ۱۳ کاتیون محاسبه شده است. ترکیب آمفیبول‌ها بر اساس نمودار کاتیون‌های BNa+BCa نسبت به BNa [۲۷] با دارا بودن مقادیر Ca_B>۱٫۵ و $(Na+K)_A$<۰٫۵، کلسیمی است (شکل ۴ الف). با توجه به نمودار Mg/(Mg+Fe) نسبت به Si هورنبلند [۲۶،۲۵]، ترکیب آمفیبول‌ها از نوع هورنبلند است (شکل ۴ ب). همچنین بر اساس بررسی های لیک و همکاران [۲۷] و با توجه به نمودار Mg/(Mg+Fe) نسبت به TSi هورنبلند [۲۷]، آمفیبول‌ها ترکیب مگنزیوهورنبلند دارند (شکل ۴ پ). لیک [۲۸] مقدار سیلیس را برای آمفیبول‌های ماگمایی کمتر از ۷٫۳ گزارش کرده است و مقادیر بالاتر را به فرآیند زیر خط انجماد نسبت می‌دهد [۲۹-۳۱]. بر اساس رده‌بندی لیک [۲۸]، ترکیب شیمیایی آمفیبول‌های موجود در آمفیبول‌شیست‌ها منیزیوکامینگتونیت بوده و در نمونه‌های آمفیبول فلدسپار هورنفلس از نوع کامینگتونیت است (شکل ۴ ت). نمودارهای Ti- Al(شکل ۴ ث) و Ti -Si (شکل ۴ ج) [۳۲] به ترتیب فشار و دمای میانگین کانی‌های آمفیبول در آمفیبول‌شیست‌ها و آمفیبول فلدسپار هورنفلس‌ها را نشان می‌دهند. بر اساس نمودار Na+Ca+K نسبت به Si برای تفکیک آمفیبول‌ها [۳۳]، آمفیبول‌های موجود در آمفیبول شیست‌ها و امفیبول-فلدسپار هورنفلس دارای دو خاستگاه متفاوت بوده بطوریکه به ترتیب از نوع دگرگونی و آذرین هستند (شکل ۴ چ).

پلاژیوکلاز: به منظور تعیین ترکیب فلدسپارها و استفاده از آن‌ها در زمین‌دما-فشارسنجی به روش زوج پلاژیوکلاز-هورنبلند، تعداد ۲۰ نقطه از ۴ بلور پلاژیوکلاز تجزیه نقطه‌ای شدند. فرمول شیمیایی فلدسپارها بر اساس ۸ اکسیژن بهنجارسازی و محاسبه گردید و در هر یک از محاسبات، افزون بر درصد اکسیدهای تشکیل دهنده کانی پلاژیوکلاز، درصد مشارکت کانی‌های آلبیت، آنورتیت و ارتوکلاز در ساختار فلدسپار نیز تعیین شد (جدول ۲). با توجه به شکل ۵ الف، ترکیب پلاژیوکلازهای موجود در آمفیبول‌شیست از نوع آلبیت با مقدار آلبیت ۹۱٫۸۵ درصد و پلاژیوکلاز موجود در آمفیبول-فلدسپار-هورنفلس‌ها از نوع آندزین با گستره تغییرات آنورتیت بین ۳۴ تا ۴۴ درصد است. در شکل‌های ۵ ب تا ث تصاویر الکترون های پس پراکنده (BSE) و نمودار تغییرات مقدار آنورتیت دو بلور پلاژیوکلاز از دو نمونه آمفیبول-فلدسپار-هورنفلس نشان داده شده است. با توجه به شکل ۵ پ، مقدار کلسیم از مرکز به لبه کاهش می‌یابد و سپس ثابت است و در مجموع روند مشخصی نشان نمی‌دهد. در شکل‌های ۵ ت و ث، از مرکز به لبه مقدار کلسیم نخست تغییرات بسیار کمی دارد و پس از آن نوسان می‌کند (نخست افزایش و سپس کاهش) و در کل می‌توان گفت که روند افزایشی دارد. با افزایش درجه دگرگونی، مقدار کلسیم موجود در پلاژیوکلاز افزایش می‌یابد [۳۴، ۳۵] (شکل-های ۵ پ و ث).

جدول ۱ نتایج تجزیه ریزپردازشی بلورهای آمفیبول برحسب ۲۳ اتم اکسیژن و ۱۳ کاتیون. (داده ها برحسب درصد وزنی).

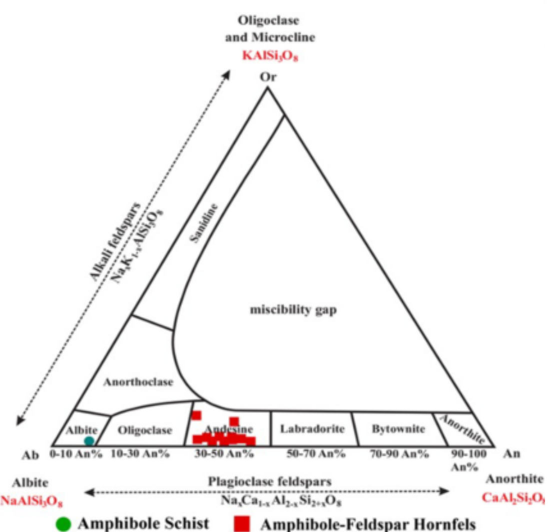
کانی	آمفیبول																	
نوع سنگ	آمفیبول‌شیست		آمفیبول-فلدسپارهورنفلس			آمفیبول-فلدسپارهورنفلس												
شماره نمونه	ZSG-20		ZSG-23			ZSG-15												
عرض جغرافیایی (N) طول جغرافیایی (E)	۲°۳۵′۴۳٫۲۸″ ۵۵°۴۷′۳۶٫۶″		۲°۳۵′۵۹٫۷۹″ ۵۴°۴۷′۴۴٫۲۱″			۲°۳۵′۴۳٫۸۶″ ۵۵°۴۷′۱۲٫۴۴″												
شماره نقطه	۲۶	۲۷	۹	۱۰	۱۱	۹	۱۰	۱۱	۱۲	۱۳	۱۴	۱۵	۱۶	۱۷	۱۸	۲۱	۲۲	۲۳
SiO_2	۴۸٫۸۱	۴۸٫۸۰	۴۳٫۳۱	۴۹٫۶۷	۵۴٫۶۶	۴۴٫۷۷	۴۴٫۹۳	۴۵٫۶۹	۴۵٫۸۰	۴۳٫۲۱	۴۷٫۵۷	۴۴٫۸۱	۴۸٫۷۷	۴۵٫۵۵	۴۷٫۷۸	۴۵٫۹۶	۴۸٫۰۴	۴۶٫۹۴
TiO_2	۰٫۰۷	۰	۰٫۳۵	۰٫۰۸	۰٫۰۶	۰٫۴۰	۰٫۳۰	۰٫۵۴	۰٫۲۷	۰٫۳۰	۰٫۴۳	۰٫۴۹	۰٫۴۷	۰٫۵۰	۰٫۲۵	۰٫۶۲	۰٫۱۳	۰٫۲۷
Al_2O_3	۸٫۵۱	۱۰٫۶۲	۱۲٫۲۱	۵٫۲۶	۱٫۳۸	۱۴٫۲۲	۱۳٫۷۷	۱۱٫۶۷	۱۵٫۵۷	۱۷٫۲۰	۹٫۶۳	۱۳٫۸۴	۸٫۶۵	۱۴٫۳۲	۱۲٫۶۸	۱۲٫۴۲	۱۰٫۰۰	۱۲٫۲۳
FeO	۱۰٫۶۶	۹٫۷۸	۲۰٫۳۴	۱۶٫۱۲	۱۴٫۷۳	۱۴٫۵۹	۱۳٫۸۱	۱۲٫۹۰	۱۲٫۸۳	۱۳٫۱۷	۱۲٫۶۹	۱۴٫۰۹	۱۲٫۸۵	۱۳٫۹۹	۱۳٫۲۴	۱۳٫۵۳	۱۲٫۴۶	۱۳٫۲۴
MnO	۰٫۱۷	۰٫۱۱	۰٫۴۴	۰٫۴۳	۰٫۴۳	۰٫۲۶	۰٫۳۰	۰٫۳۳	۰٫۲۰	۰٫۲۳	۰٫۲۹	۰٫۲۹	۰٫۳۰	۰٫۳۴	۰٫۲۹	۰٫۲۷	۰٫۳۳	۰٫۲۴
MgO	۱۴٫۹۱	۱۳٫۸۸	۸٫۰۵	۱۳٫۳۹	۱۵٫۳۱	۹٫۱۶	۹٫۸۶	۱۰٫۵۶	۸٫۶۳	۸٫۵۰	۱۲٫۶۹	۹٫۷۹	۱۳٫۲۷	۸٫۶۶	۹٫۸۱	۱۰٫۶۹	۱۳٫۶۹	۱۰٫۸۰
CaO	۱۱٫۵۶	۱۰٫۵۱	۱۱٫۷۴	۱۲٫۱۴	۱۲٫۴۵	۱۱٫۴۷	۱۱٫۴۴	۱۱٫۹۱	۱۰٫۷۰	۱۰٫۹۸	۱۱٫۷۳	۱۱٫۳۱	۱۱٫۲۹	۱۰٫۶۱	۱۰٫۶۸	۱۱٫۵۶	۱۱٫۲۵	۱۱٫۱۷
Na_2O	۱٫۶۴	۲٫۶۲	۱٫۵۹	۰٫۷۳	۰٫۱۴	۱٫۶۱	۱٫۶۴	۱٫۶۵	۳٫۱۸	۳٫۱۳	۱٫۲۰	۱٫۶۸	۱٫۰۵	۱٫۸۸	۱٫۶۴	۱٫۷۸	۰٫۷۷	۱٫۴۳
K_2O	۱٫۱۰	۰٫۰۷	۰٫۸۳	۰٫۲۸	۰٫۰۷	۰٫۶۵	۰٫۸۷	۱٫۳۰	۰٫۳۹	۰٫۶۵	۰	۰٫۵۱	۰٫۷۲	۰٫۷۳	۰٫۵۴	۰٫۲۳	۰٫۲۷	۰٫۳۸
Total	۹۷٫۴۳	۹۶٫۳۹	۹۸٫۸۶	۹۸٫۱۰	۹۹٫۲۳	۹۷٫۱۳	۹۶٫۹۲	۹۶٫۵۵	۹۷٫۵۷	۹۷٫۳۷	۹۶٫۲۳	۹۶٫۸۱	۹۷٫۳۷	۹۶٫۵۸	۹۶٫۹۱	۹۷٫۰۶	۹۶٫۹۴	۹۶٫۷۰
Si	۷٫۰۷	۷٫۰۵	۶٫۵۲	۷٫۳۰	۷٫۸۱	۶٫۶۲	۶٫۶۴	۶٫۷۹	۶٫۶۶	۶٫۳۶	۷٫۰۰	۶٫۶۳	۷٫۱۰	۶٫۷۳	۶٫۹۷	۶٫۷۵	۶٫۹۹	۶٫۸۸
Ti	۰٫۰۱	۰	۰٫۰۴	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۶	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۰۳	۰٫۰۷	۰٫۰۱	۰٫۰۳
Al(iv)	۰٫۹۶	۰٫۹۷	۱٫۵۵	۰٫۸۰	۰٫۲۳	۱٫۳۸	۱٫۳۶	۱٫۲۱	۱٫۳۴	۱٫۶۴	۱٫۰۵	۱٫۳۹	۰٫۹۶	۱٫۲۷	۱٫۰۳	۱٫۲۵	۱٫۱۴	۱٫۱۴
Al(vi)	۰٫۴۸	۰٫۸۳	۰٫۵۹	۰٫۰۹	۰	۱٫۰۹	۱٫۰۴	۰٫۸۳	۱٫۳۳	۱٫۳۴	۰٫۶۰	۱٫۰۲	۰٫۵۱	۱٫۲۲	۱٫۱۵	۰٫۹۰	۰٫۵۴	۰٫۹۷
Al_{Total}	۱٫۴۵	۱٫۸۰	۲٫۱۴	۰٫۹۰	۰٫۲۳	۲٫۴۸	۲٫۴۰	۲٫۰۴	۲٫۶۷	۲٫۹۸	۱٫۶۶	۲٫۴۱	۱٫۴۷	۲٫۴۹	۲٫۱۸	۲٫۱۵	۱٫۶۸	۲٫۱۱
Fe^{3+}	۰٫۲۳	۰٫۱۶	۰٫۵۳	۰٫۶۷	۰٫۴۶	۰	۰	۰	۰	۰	۰٫۳۴	۰٫۱۱	۰٫۴۴	۰	۰	۰٫۰۳	۰٫۸۶	۰٫۱۴
Fe^{2+}	۱٫۰۵	۱٫۰۲	۲٫۰۰	۱٫۲۸	۱٫۲۹	۱٫۸۰	۱٫۷۱	۱٫۶۰	۱٫۵۶	۱٫۶۲	۱٫۲۱	۱٫۶۳	۱٫۱۱	۱٫۷۳	۱٫۶۲	۱٫۶۳	۰٫۶۲	۱٫۴۸
Mn	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۶	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۳
Mg	۳٫۲۲	۲٫۹۹	۱٫۸۱	۲٫۹۳	۳٫۲۶	۲٫۰۲	۲٫۱۷	۲٫۳۴	۱٫۸۷	۱٫۸۶	۲٫۷۸	۲٫۱۶	۲٫۸۸	۱٫۹۱	۲٫۱۳	۲٫۳۴	۲٫۹۷	۲٫۳۶
Ca	۱٫۷۹	۱٫۶۳	۱٫۸۹	۱٫۹۱	۱٫۹۱	۱٫۸۲	۱٫۸۱	۱٫۹۰	۱٫۶۷	۱٫۷۳	۱٫۸۵	۱٫۷۹	۱٫۷۶	۱،۶۸	۱،۶۷	۱.۸۲	۱.۷۵	۱.۷۵
Na	۰٫۴۶	۰٫۷۳	۰٫۴۶	۰٫۲۱	۰٫۰۴	۰٫۴۶	۰٫۴۷	۰٫۴۸	۰٫۹۰	۰٫۸۹	۰٫۳۴	۰٫۴۸	۰٫۳۰	۰٫۵۴	۰٫۴۶	۰٫۵۱	۰٫۲۲	۰٫۴۱
K	۰٫۲۰	۰٫۰۱	۰٫۱۶	۰٫۰۵	۰٫۰۱	۰٫۱۲	۰٫۱۶	۰٫۲۵	۰٫۰۷	۰٫۱۲	۰	۰٫۱۰	۰٫۱۳	۰٫۱۴	۰٫۱۰	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۷
Total	۱۵٫۵۳	۱۵٫۴۲	۱۵٫۶۷	۱۵٫۳۶	۱۵٫۰۹	۱۵٫۳۹	۱۵٫۴۴	۱۵٫۴۹	۱۵٫۴۶	۱۵٫۶۳	۱۵٫۲۹	۱۵٫۴۰	۱۵٫۳۲	۱۵٫۳۱	۱۵٫۱۹	۱۵٫۳۸	۱۵٫۲۷	۱۵٫۲۷
Sum TSites (Si, Al)	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۷٫۹۷	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰	۸٫۰۰
Sum CSites (Mg, Fe etc)	۵٫۰۰	۵٫۰۰	۵٫۰۰	۵٫۰۰	۵٫۰۳	۴٫۹۹	۴٫۹۹	۴٫۸۷	۴٫۸۲	۴٫۸۸	۵٫۰۰	۵٫۰۰	۵٫۰۰	۴٫۹۵	۴٫۹۶	۵٫۰۰	۵٫۰۰	۵٫۰۰
Ca_B	۱٫۷۹	۱٫۶۲	۱٫۸۷	۱٫۸۸	۱٫۸۹	۱٫۸۲	۱٫۸۱	۱٫۹۰	۱٫۶۷	۱٫۷۳	۱٫۸۴	۱٫۷۹	۱٫۷۵	۱٫۶۸	۱٫۶۷	۱٫۸۲	۱٫۷۲	۱٫۷۵
Na_B	۰٫۲۱	۱٫۳۸	۰٫۱۳	۰٫۱۲	۰٫۰۴	۰٫۱۸	۰٫۱۹	۰٫۱۰	۰٫۳۳	۰٫۲۷	۰٫۱۶	۰٫۲۱	۰٫۲۵	۰٫۳۲	۰٫۳۳	۰٫۱۸	۰٫۲۱	۰٫۲۵
Sum BSites (Ca, Na)	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۱٫۹۳	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰	۱٫۹۳	۲٫۰۰
Na_A	۰٫۲۴	۰٫۳۵	۰٫۳۳	۰٫۰۹	۰	۰٫۲۸	۰٫۲۸	۰٫۳۷	۰٫۵۶	۰٫۶۲	۰٫۱۷	۰٫۲۷	۰٫۰۴	۰٫۲۲	۰٫۱۳	۰٫۳۲	۰	۰٫۱۵
K_A	۰٫۲۰	۰٫۰۱	۰٫۱۶	۰٫۰۵	۰٫۰۱	۰٫۱۲	۰٫۱۶	۰٫۲۵	۰٫۰۷	۰٫۱۲	۰	۰٫۱۰	۰٫۱۳	۰٫۱۴	۰٫۱۰	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۷
Sum ASites (Na, K)	۰٫۴۵	۰٫۳۷	۰٫۴۹	۰٫۱۴	۰٫۰۱	۰٫۴۰	۰٫۴۵	۰٫۶۲	۰٫۶۴	۰٫۷۴	۰٫۱۷	۰٫۳۶	۰٫۱۷	۰٫۳۵	۰٫۲۳	۰٫۳۷	۰٫۰۵	۰٫۲۳
$Mg/(Mg+Fe^{2+})$	۰٫۷۵	۰٫۷۴	۰٫۴۷	۰٫۶۹	۰٫۷۱	۰٫۵۳	۰٫۵۶	۰٫۵۹	۰٫۵۵	۰٫۵۴	۰٫۷۰	۰٫۵۷	۰٫۷۲	۰٫۵۲	۰٫۵۷	۰٫۵۹	۰٫۸۲	۰٫۲۳

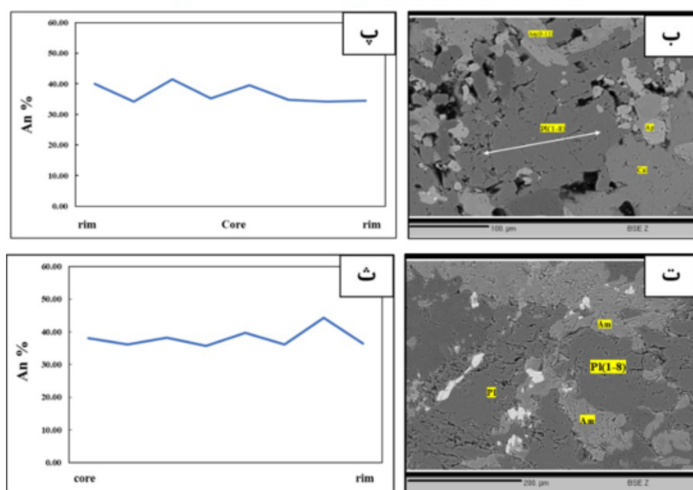


شکل ۴ الف- نمودار تعیین درجه قلیایی بودن آمفیبول‌ها، که براساس آن، آمفیبول‌ها در سنگ‌های آمفیبول-فلدسپار-هورنفلس و آمفیبول‌شیست در گستره آمفیبول‌های کلسیمی قرار دارند [۲۷]، ب) نمودار #Mg نسبت به Si [۲۵، ۲۶] که براساس آن، ترکیب آمفیبول‌های منطقه از نوع هورنبلند است، پ) نمودار عدد منیزیم و مقدار سیلیس در جایگاه چاروجهی، در سنگ‌های آمفیبول-فلدسپار-هورنفلس و آمفیبول‌شیست تمامی آمفیبول‌ها از نوع مگنزیو هورنبلند هستند [۲۷]، ت) ترکیب شیمیایی کانی‌های آمفیبول موجود در سنگ‌های آمفیبول-فلدسپار-هورنفلس و آمفیبول‌شیست در نمودار رده‌بندی مرجع [۲۸]، ث و ج) فشار و دمای میانگین کانی‌های آمفیبول درنمودارهای Ti-Al و Si- Ti [۳۲]، چ) نمودار تفکیک آمفیبول‌های آذرین و دگرگونی [۳۳].

جدول ۲ نتایج داده‌های تجزیه ریزپردازشی پلاژیوکلازهای انتخاب شده از سنگ‌های آمفیبول-فلدسپار-هورنفلس و آمفیبول‌شیست، (برحسب درصد وزنی).

کانی	پلاژیوکلاز																		
نوع سنگ	آمفیبول-فلدسپارهورنفلس										آمفیبول-فلدسپارهورنفلس								آمفیبول‌شیست
شماره نمونه	ZSG-15										ZSG-23								ZSG-20
(N) عرض‌جغرافیایی	۲°۳۵′۴۳٫۸۶″										۲°۳۵′۵۹٫۷۹″								۲°۳۵′۴۳٫۲۸″
(E) طول جغرافیایی	۵۵°۴۷′۱۲٫۴۴″										۵۴°۴۷′۴۴٫۲۱″								۵۵°۴۷′۳۶٫۰۶″
شماره نقطه	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۲۴	۲۵	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۲۹
	Core							Rim			Rim							Rim	
SiO_2	۵۴٫۲۷	۵۴٫۳۲	۵۴٫۸۴	۵۳٫۷۲	۵۳٫۸۱	۵۴٫۰۱	۵۲٫۸۲	۵۴٫۷۶	۵۴٫۱۰	۵۲٫۷۰	۵۶٫۵۷	۵۶٫۰۴	۵۶٫۰۴	۵۶٫۸۵	۵۶٫۰۹	۵۶٫۳۱	۵۶٫۷۲	۵۶٫۳۶	۶۳٫۳۳
TiO_2	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰	۰٫۰۱
Al_2O_3	۲۵٫۳۸	۲۴٫۹۹	۳۴٫۴۷	۲۵٫۰۰	۲۴٫۸۰	۲۴٫۸۵	۲۵٫۸۸	۲۴٫۵۹	۲۴٫۳۰	۲۵٫۸۶	۲۵٫۲۳	۲۴٫۱۹	۲۵٫۴۳	۲۴٫۳۹	۲۵٫۵۲	۲۴٫۰۳	۲۳٫۷۰	۲۳٫۸۶	۲۰٫۸۴
FeO	۰٫۱۱	۰٫۰۶	۰٫۲۰	۰٫۱۸	۰٫۱۲	۰٫۱۷	۰٫۰۷	۰٫۰۸	۰٫۴۶	۰٫۴۶	۰٫۰۱	۰٫۰۸	۰٫۰۲	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۰۷	۰٫۰۸	۰	۰٫۱۹
MnO	۰٫۷۷	۰٫۱۰	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰	۰٫۰۶	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
MgO	۰٫۰۳	۰	۰٫۰۱	۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۱۴	۰٫۰۹	۰	۰	۰	۰	۰	۰٫۰۷	۰	۰	۰٫۰۵
CaO	۱۰٫۶۸	۱۰٫۰۸	۱۰٫۳۲	۹٫۹۵	۱۰٫۹۰	۱۰٫۱۱	۱۱٫۹۹	۹٫۹۹	۷٫۴۷	۹٫۷۲	۹٫۳۴	۹٫۱۰	۹٫۴۹	۹٫۲۵	۹٫۲۳	۹٫۱۵	۹٫۱۴	۹٫۱۶	۱٫۹
Na_2O	۹٫۴۷	۹٫۷۰	۹٫۰۴	۹٫۷۰	۸٫۹۴	۹٫۵۰	۸٫۱۸	۹٫۶۳	۹٫۷۳	۸٫۴۹	۷٫۵۴	۹٫۳۸	۷٫۱۸	۹٫۱۶	۷٫۱۸	۹٫۲۵	۹٫۴۶	۹٫۳۲	۱۲٫۲۱
K_2O	۰٫۲۵	۰٫۲۴	۰٫۲۵	۰٫۳۴	۰٫۳۱	۰٫۵۶	۰٫۲۰	۰	۲٫۲۳	۰٫۳۷	۰٫۳۵	۰٫۴۴	۰٫۳۶	۰٫۳۷	۰٫۴۱	۰٫۳۷	۰٫۴۳	۰٫۴۴	۰٫۰۵
Total	۱۰۰٫۹۷	۹۹٫۴۹	۹۹٫۱۵	۹۸٫۹۱	۹۸٫۹۲	۹۹٫۲۲	۹۹٫۵۳	۹۹٫۰۹	۹۸٫۷۷	۹۸٫۰۲	۹۹٫۰۸	۹۹٫۲۶	۹۸٫۵۴	۱۰۰٫۱۲	۹۸٫۸۷	۹۹٫۲۷	۹۹٫۵۵	۹۹٫۱۴	۹۸٫۶۲
Si	۹٫۹۶	۱۰٫۰۳	۱۰٫۱۴	۹٫۹۹	۱۰٫۰۱	۱۰٫۰۲	۹٫۸۱	۱۰٫۱۲	۹٫۹۵	۱۰٫۱۲	۱۰٫۳۲	۱۰٫۳۰	۱۰٫۲۸	۱۰٫۳۴	۱۰٫۲۷	۱۰٫۳۴	۱۰٫۳۹	۱۰٫۳۶	۱۱٫۴۱
Ti	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Al	۵٫۴۹	۵٫۴۴	۵٫۳۳	۵٫۴۸	۵٫۴۳	۵٫۴۳	۵٫۶۶	۵٫۳۶	۵٫۶۸	۵٫۴۹	۵٫۴۳	۵٫۲۴	۵٫۵۰	۵٫۲۳	۵٫۵۰	۵٫۲۰	۵٫۱۲	۵٫۱۷	۴٫۴۳
Fe^{2+}	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۷	۰٫۰۲	۰	۰٫۰۱	۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰	۰٫۰۳
Ca	۲٫۱۰	۱٫۹۹	۲٫۰۴	۱٫۹۸	۲٫۱۷	۲٫۰۱	۲٫۳۸	۱٫۹۸	۱٫۹۳	۱٫۷۱	۱٫۸۳	۱٫۷۹	۱٫۸۷	۱٫۸۰	۱٫۸۱	۱٫۸۰	۱٫۷۹	۱٫۸۰	۰٫۳۷
Na	۳٫۳۷	۳٫۴۷	۳٫۲۴	۳٫۵۰	۳٫۲۲	۳٫۴۲	۲٫۹۴	۳٫۴۵	۲٫۸۲	۳٫۵۲	۲٫۶۷	۳٫۳۴	۲٫۵۵	۳٫۲۳	۲٫۶۸	۳٫۲۹	۳٫۳۶	۳٫۳۲	۴٫۲۷
K	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۸	۰٫۰۷	۰٫۱۳	۰٫۰۵	۰	۰٫۳۲	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۱۰	۰٫۰۸	۰٫۰۹	۰٫۱۰	۰٫۰۹	۰٫۱۰	۰٫۱۰	۰٫۰۱
Total	۲۱٫۰۰	۲۱٫۰۱	۲۰٫۸۴	۲۱٫۰۶	۲۰٫۹۳	۲۱٫۰۴	۲۰٫۸۶	۲۰٫۹۲	۲۰٫۷۸	۲۰٫۹۴	۲۰٫۳۳	۲۰٫۸۰	۲۰٫۲۹	۲۰٫۷۰	۲۰٫۳۶	۲۰٫۷۴	۲۰٫۷۸	۲۰٫۷۶	۲۰٫۵۱
No Oxyg	۳۲٫۰۰	۳۲٫۰۰	۳۲٫۰۰	۳۲٫۰۰	۳۲٫۰۰	۳۲٫۰۰	۳۲٫۰۰	۳۲٫۰۰	۳۲٫۰۰	۳۲٫۰۰	۳۲٫۰۰	۳۲٫۰۰	۳۲٫۰۰	۳۲٫۰۰	۳۲٫۰۰	۳۲٫۰۰	۳۲٫۰۰	۳۲٫۰۰	۳۲٫۰۰
An%	۳۷٫۹۹	۳۶٫۱۰	۳۸٫۲۶	۳۵٫۶۵	۳۹٫۷۱	۳۶٫۱۵	۴۴٫۳۶	۳۶٫۴۴	۲۶٫۹۴	۳۸٫۰۸	۳۹٫۹۱	۳۴٫۲۱	۴۱٫۴۲	۳۵٫۲۲	۳۹٫۵۱	۳۴٫۷۵	۳۴٫۱۴	۳۴٫۵۰	۷٫۹۰
Ab%	۶۰٫۹۵	۶۲٫۷۸	۶۰٫۶۴	۶۲٫۹۰	۵۸٫۹۴	۶۱٫۴۷	۵۴٫۷۶	۶۳٫۵۶	۶۳٫۴۹	۶۰٫۱۹	۵۸٫۳۱	۶۳٫۸۲	۵۶٫۷۱	۶۳٫۱۱	۵۸٫۴۰	۶۳٫۵۷	۶۳٫۹۵	۶۳٫۵۳	۹۱٫۸۵
Or%	۱٫۰۶	۱٫۰۲	۱٫۱۰	۱٫۴۵	۱٫۳۴	۲٫۳۸	۰٫۸۸	۰	۹٫۵۷	۱٫۷۳	۱٫۷۸	۱٫۹۷	۱٫۸۷	۱٫۶۸	۲٫۰۹	۱٫۶۷	۱٫۹۱	۱٫۹۷	۰٫۲۵





شکل ۵ الف) نمودار Ab-Or-An [۳۶] که براساس آن، ترکیب پلاژیوکلازهای موجود در آمفیبول-فلدسپار-هورنفلس‌ها از نوع آندزین و در آمفیبول‌شیست از نوع آلبیت است، ب) تصویر BSE یک نمونه پلاژیوکلاز در آمفیبول فلدسپار هورنفلس با کد ZSG-23، پ) نمودار تغییرات مقدار آنورتیت در مسیر نشان داده شده در تصویر ب، ت) تصویر BSE یک نمونه پلاژیوکلاز در آمفیبول فلدسپار هورنفلس با کد ZSG-15، ث) نمودار تغییرات آنورتیت در مسیر نشان داده شده در تصویر ت (Pl: پلاژیوکلاز، Am: آمفیبول، Ap: آپاتیت، Cal: کلسیت [۲۳]).

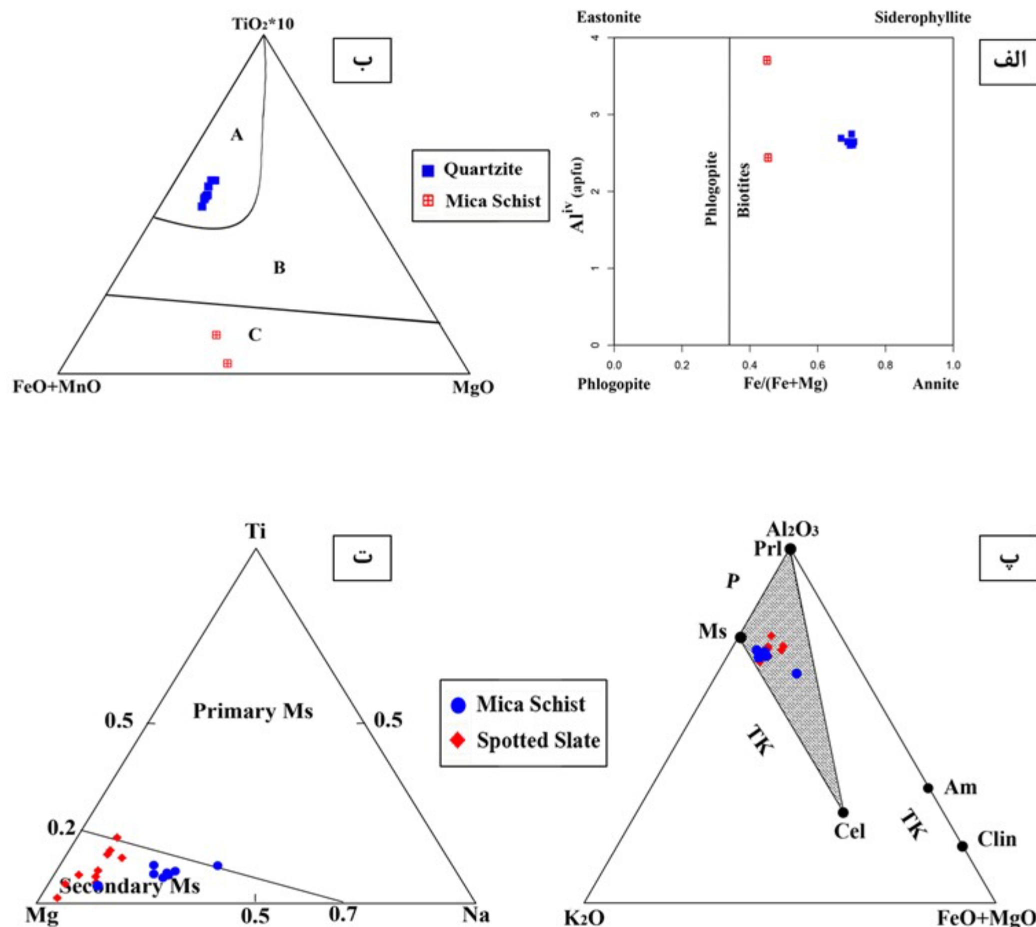
[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.3.5.0]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.3.479]

بیوتیت: برای تعیین ترکیب شیمیایی بیوتیت، تعداد ۸ نقطه از ۲ بلور بیوتیت تجزیه شد که نتایج در جدول ۳ آورده شده است؛ فرمول بیوتیت‌ها بر اساس ۲۲ اکسیژن محاسبه شده است. ترکیب بیوتیت‌های مورد بررسی نزدیک به قطب سیدروفیلیت قرار دارد (شکل ۶ الف). براساس نمودار سه‌تایی (FeO+MgO-TiO2*10-MgO) [۳۷]، بیوتیت‌های کوارتز میکاشیست‌ها ناشی از بازتبلور و بیوتیت‌های کوارتزیت برآمده از تبلور ماگما هستند (شکل ۶ ب). وجود بیوتیت‌هایی با خاستگاه ماگمایی ممکن است ناشی از خاستگاه ماگمایی کوارتزیت‌ها باشد.

جدول ۳ نتایج داده‌های تجزیه ریزپردازشی دو نمونه بیوتیت (برحسب درصد وزنی).

کانی	بیوتیت								
نوع سنگ	میکاشیست		کوارتزیت						
شماره نمونه	ZSG-17		ZSMP-013						
عرض جغرافیایی (N) طول جغرافیایی (E)	۲°۳۵′۴۸٫۹۳″ ۵۵°۴۷′۲۶٫۹۷″		۴°۳۵′۰٫۱۶″ ۵۲°۴۷′۲۲٫۵۱″						
شماره نقطه	۹	۱۰	۱۱	۱۲	۱۳	۱۴	۱۵	۱۶	۱۷	۱۸
			Core							Rim
SiO_2	۲۵٫۸۲	۳۷٫۰۴	۳۵٫۱۲	۳۴٫۲۷	۳۴٫۸۷	۳۴٫۲۹	۳۴٫۸۲	۳۴٫۱۴	۳۴٫۴۶	۳۴٫۱۶
TiO_2	۰٫۱۲	۰٫۲۴	۳٫۲۳	۳٫۲۳	۳٫۱۸	۳٫۲۴	۳٫۷۱	۳٫۶۳	۳٫۵۰	۲٫۹۲
Al_2O_3	۲۱٫۵۸	۲۶٫۹۶	۱۹٫۲۰	۱۸٫۵۹	۱۸٫۹۰	۱۸٫۵۶	۱۸٫۹۰	۱۹٫۳۲	۱۸٫۹۴	۱۹٫۸۲
FeO	۲۲٫۵۲	۹٫۹۸	۲۳٫۱۶	۲۴٫۰۷	۲۴٫۰۵	۲۳٫۵۷	۲۳٫۱۰	۲۲٫۱۲	۲۳٫۳۳	۲۳٫۷۹
MnO	۰٫۲۹	۱٫۷۸	۰٫۱۱	۰٫۰۹	۰٫۱۳	۰٫۱۱	۰٫۰۵	۰٫۰۷	۰٫۰۷	۰٫۰۹
MgO	۱۵٫۸۷	۶٫۹۰	۶٫۲۰	۶٫۱۱	۶٫۱۴	۶٫۱۶	۵٫۹۵	۶٫۳۲	۵٫۸۶	۶٫۱۲
CaO	۰٫۰۷	۰٫۱۶	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Na_2O	۰٫۰۶	۰٫۴۴	۰٫۱۹	۰٫۲۱	۰٫۱۷	۰٫۳۵	۰٫۲۵	۰٫۲۷	۰٫۱۴	۰٫۲۵
K_2O	۰٫۱۰	۵٫۷۳	۱۰٫۲۷	۱۰٫۰۹	۱۰٫۱۶	۱۰٫۲۴	۱۰٫۲۲	۱۰٫۳۵	۱۰٫۱۳	۹٫۷۵
Total	۸۶٫۳۴	۸۹٫۲۳	۹۷٫۴۸	۹۶٫۶۶	۹۷٫۶۰	۹۶٫۵۲	۹۷٫۰۰	۹۶٫۲۲	۹۶٫۴۳	۹۶٫۹۰
Si	۴٫۲۸	۵٫۵۶	۵٫۳۵	۵٫۳۰	۵٫۳۳	۵٫۳۱	۵٫۳۳	۵٫۲۶	۵٫۳۱	۵٫۲۴
Ti	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۳۷	۰٫۳۸	۰٫۳۷	۰٫۳۸	۰٫۴۳	۰٫۴۲	۰٫۴۱	۰٫۳۴
Al(iv)	۳٫۷۲	۲٫۴۴	۲٫۶۵	۲٫۷۰	۲٫۶۷	۲٫۶۹	۲٫۶۷	۲٫۷۴	۲٫۶۹	۲٫۷۶
Al(vi)	۰٫۴۹	۲٫۳۳	۰٫۷۹	۰٫۶۹	۰٫۷۳	۰٫۶۹	۰٫۷۴	۰٫۷۷	۰٫۷۶	۰٫۸۳
Fe^{2+}	۳٫۱۲	۱٫۲۵	۲٫۹۵	۳٫۱۱	۳٫۰۷	۳٫۰۵	۲٫۹۶	۲٫۸۵	۳٫۰۱	۳٫۰۵
Mn	۰٫۰۴	۰٫۲۳	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Mg	۳٫۹۰	۱٫۵۴	۱٫۴۱	۱٫۴۱	۱٫۴۰	۱٫۴۲	۱٫۳۶	۱٫۴۵	۱٫۳۵	۱٫۴۰
Ca	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Na	۰٫۰۲	۰٫۱۳	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۵	۰٫۱۰	۰٫۰۷	۰٫۰۸	۰٫۰۴	۰٫۰۷
K	۰٫۰۲	۱٫۱۰	۱٫۹۹	۱٫۹۹	۱٫۹۸	۲٫۰۲	۲٫۰۰	۲٫۰۳	۱٫۹۹	۱٫۹۱
Total	۱۵٫۶۱	۱۴٫۶۳	۱۵٫۵۸	۱۵٫۶۵	۱۵٫۶۱	۱۵٫۶۸	۱۵٫۵۶	۱۵٫۶۱	۱۵٫۵۶	۱۵٫۶۱
Fe/(Fe+Mg)	۰٫۴۴	۰٫۴۵	۰٫۶۸	۰٫۶۹	۰٫۶۹	۰٫۶۸	۰٫۶۹	۰٫۶۶	۰٫۶۹	۰٫۶۹
FeO+MnO	۲۲٫۸۱	۱۱٫۷۶	۲۳٫۲۷	۲۴٫۱۶	۲۴٫۱۸	۲۳٫۶۸	۲۳٫۱۵	۲۲٫۱۹	۲۳٫۴۰	۲۳٫۸۸

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.3.5.0]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.3.479]



شکل ۶ الف) نمودار Al^{IV} نسبت به‌Fe/Fe+Mg [۳۶]، برای تفکیک انواع بیوتیت که بر اساس آن، بیوتیت‌های مورد بررسی در گستره بیوتیت، نزدیک به قطب سیدروفیلیت قرار دارند، ب) نمودار تعیین خاستگاه بیوتیت‌های مورد بررسی [۳۷]، A: بیوتیت‌های اولیه، B: بیوتیت‌های برآمده از دگرسانی و C: بیوتیت‌های ناشی از بازتبلور بیوتیت‌های کوارتز میکاشیست‌ها ناشی از بازتبلور (C) و بیوتیت‌های کوارتزیت برآمده از تبلور ماگما (A) هستند؛ پ) نمودار k2O-FeO+MgO-Al3O3 [۳۸] ترکیب شیمیایی موسکویت‌های مورد بررسی که بر اساس آن، ترکیب میکای سفید موجود در منطقه، موسکویت و عضو پایانی سلادونیت است، (Ms: موسکویت، Am: آمسیت، Clin: کلینوکلر، Cel: سلادونیت، Prl: پیروفیلیت، Tk: چرماکیت) ت) نمودار سه‌تایی Mg-Ti-Na برحسب a.p.f.u [۳۹] که براساس آن، موسکویت‌های مورد بررسی از نوع ثانویه هستند.

موسکویت: نتایج تجزیه ۳ کانی موسکویت از دو نمونه اسلیت لکه‌دار و یک نمونه میکاشیست در جدول ۴ آورده شده است. فرمول موسکویت بر اساس ۲۲ اکسیژن محاسبه شده است. با توجه به شکل ۶ پ، ترکیب میکای سفید موجود در منطقه موسکویت و عضو پایانی سلادونیت است. ترکیب موسکویت به دلیل جانشینی چرماک (Al_{-1} Al_{-1} =Mg Si) به سمت سلادونیت تغییر می‌کند. بر اساس نمودار مرجع [۳۸]، موسکویت‌های منطقه مورد بررسی از نوع ثانویه هستند (شکل ۶ ت). موسکویت‌های ثانویه از تجزیه و تبدیل شدن کانی‌های دیگر در جریان فرآیندهای گرمابی در شرایط زیر خط انجماد ایجاد می‌شوند [۳۷].

زمین دما-فشارسنجی

در زمین‌شناسی، همه محاسبات دماسنجی و فشارسنجی بر اساس شرایط تعادلی برپایه معادله ترمودینامیکی $\Delta G+RTlnK=0$ انجام می‌شوند. در این معادله، ΔG از نوع انرژی آزاد و وابسته به فشار و دما، T دما بر حسب کلوین، R ثابت گازها و ثابت تعادل K تابعی از ترکیب شیمیایی و فعالیت کانی‌هاست. هدف از بررسی زمین دما-فشارسنجی آگاهی از شرایط رخساره دگرگونی در منطقه است که با روش‌هایی چون شبکه‌های سنگ‌زایی، مجموعه کانی‌ها [۳۳] و یا تجزیه شیمیایی کانی‌ها انجام می‌شود. تنوع ساختاری و فرمول شیمیایی آمفیبول‌ها امکان حضور آن‌ها در شرایط دمایی ۱۱۵۰

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.3.5.0]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.3.479]

تا ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشارهای ۱ تا ۲۳ کیلوبار را فراهم می‌کند [۴۰]. افزایش دما و فشار موجب تغییرات شیمیایی در آمفیبول‌ها گشته و مقادیر Ti، Al، Na و K و Mg# در کانی را افزایش می‌دهد، در حالی که مقادیر Si و مجموعه‌ی Fe، Ca و Mn کاهش می‌یابد [۴۱، ۴۲]. در این جا، روش‌های مناسب شامل دماسنجی هورنبلند-پلاژیوکلاز، فشارسنجی آلومینیوم موجود در هورنبلند، تعیین دما و فشار با استفاده از نمودار مرجع [۴۳] در ارتباط با مجموعه‌های کانیایی موجود در نمونه-های مورد بررسی به کار گرفته شده‌اند تا شرایط دگرگونی این سنگ‌ها برآورد شود.

دماسنجی هورنبلند-پلاژیوکلاز: شناخته شده‌ترین روش محاسبه برای این دماسنجی روش ارائه شده توسط هلند و بلاندی [۴۴] بوده که بر اساس تبادل کاتیون‌های سیلیسیم، آلومینیوم، کلسیم، سدیم و پتاسیم بین هورنبلند و پلاژیوکلاز همزیست واسنجی شده است. این دماسنج بر اساس واکنش آلبیت+ ترمولیت= ۴ کوارتز+ ادنیت بوده که جانشینی ادنیتی و چرماکیتی در ترکیب آمفیبول صورت گرفته است. واکنش بعدی آنورتیت+ ریشتریت= آلبیت+ ادنیت است که با استفاده از این دو واکنش دو دماسنج مستقل با رابطه‌های محاسباتی جداگانه برای سنگ‌های دارای کوارتز و بدون کوارتز فراهم می-شود.

برای محاسبه دما با این روش، از فشار محاسبه شده با روش اشمیت [۳۳] استفاده شد. دمای بدست آمده از روش هلند و بلاندی [۴۴] برای آمفیبول‌شیست‌ها حدود ۴۶۴ تا ۴۸۳ درجه سانتی‌گراد است. این دماها در گستره رخساره شیست سبز قرار دارند [۴۵].

جدول ۴ نتایج داده‌های تجزیه ریزپردازشی دو نمونه موسکویت (برحسب درصد وزنی).

کانی	موسکویت																	
نوع سنگ	موسکویت‌شیست								اسلیت لکه‌دار									
شماره نمونه	ZSG-17								ZSG-40-2									
عرض جغرافیایی (N)	۲°۳۵′۴۸٫۹۳″								۱°۳۵′۵۲٫۱۸″									
طول جغرافیایی (E)	۵۵°۴۷′۲۶٫۹۷″								۵۵°۴۷′۲۴٫۶۸″									
شماره نقطه	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹	۱۰
	Core							Rim	Rim				Rim	Core				Rim
SiO_2	۴۷٫۷۴	۴۷٫۵۹	۴۷٫۵۴	۴۶٫۱۶	۴۷٫۶۵	۴۶٫۷۱	۴۵٫۲۰	۴۶٫۸۴	۴۸٫۴۷	۴۷٫۱۴	۴۷٫۹۵	۴۸٫۸۴	۴۸٫۳۵	۴۹٫۵۰	۴۸٫۶۷	۴۹٫۴۲	۴۸٫۹۶	۴۸٫۴۸
TiO_2	۰٫۴۳	۰٫۴۹	۰٫۴۵	۰٫۴۲	۰٫۴۴	۰٫۴۰	۰٫۴۰	۰٫۵۳	۰٫۳۰	۰٫۴۰	۰٫۵۵	۰٫۶۹	۰٫۳۳	۰٫۰۸	۰٫۴۳	۰٫۷۰	۰٫۶۳	۰٫۶۶
Al_2O_3	۳۲٫۴۶	۳۲٫۶۲	۳۳٫۰۴	۳۲٫۶۴	۳۲٫۲۸	۳۲٫۷۶	۳۰٫۱۲	۳۲٫۸۵	۳۲٫۸۲	۳۳٫۴۵	۳۳٫۶۶	۳۳٫۱۹	۳۳٫۵۲	۳۳٫۴۲	۳۳٫۱۵	۳۲٫۶۴	۳۴٫۱۱	۳۱٫۴۷
FeO	۱٫۶۸	۱٫۹۳	۲٫۶۴	۲٫۰۳	۲٫۶۸	۲٫۳۱	۵٫۵۶	۱٫۷۰	۳٫۵۳	۲٫۵۹	۲٫۷۷	۱٫۸۱	۲٫۸۲	۱٫۵۱	۲٫۲۰	۱٫۸۱	۲٫۲۹	۲٫۱۲
MnO	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۱٫۹۱	۰٫۰۲	۰٫۱۸	۰٫۷۴	۰٫۴۷	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
MgO	۱٫۴۱	۱٫۷۷	۱٫۳۲	۱٫۸۷	۱٫۷۲	۱٫۵۸	۳٫۴۱	۱٫۳۰	۲٫۱۴	۲٫۲۱	۲٫۹۸	۱٫۹۴	۲٫۷۶	۲٫۴۶	۱٫۹۱	۱٫۷۹	۱٫۲۴	۱٫۹۲
CaO	۰٫۰۶	۰	۰	۰٫۲۰	۰٫۰۱	۰٫۰۷	۰٫۱۸	۰٫۰۹	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Na_2O	۰٫۴۸	۰٫۵۴	۰٫۳۲	۰٫۵۵	۰٫۵۴	۰٫۴۰	۰٫۳۶	۰٫۶۸	۰٫۲۱	۰٫۲۰	۰٫۱۵	۰٫۱۸	۰٫۰۹	۰٫۰۸	۰٫۱۷	۰٫۱۷	۰٫۱۲	۰٫۲۶
K_2O	۱۰٫۳۰	۱۰٫۸۵	۹٫۶۹	۱۰٫۳۱	۹٫۷۱	۱۰٫۵۲	۷٫۴۸	۱۰٫۶۶	۷٫۵۹	۹٫۸۲	۷٫۱۳	۹٫۷۹	۷٫۱۳	۸٫۸۸	۸٫۹۴	۹٫۹۷	۷٫۶۶	۱۰٫۸۵
Total	۹۴٫۵۸	۹۵٫۸۳	۹۵٫۰۲	۹۶٫۰۹	۹۵٫۰۵	۹۴٫۹۳	۹۳٫۴۵	۹۶٫۱۲	۹۵٫۰۶	۹۵٫۸۱	۹۵٫۱۹	۹۶٫۴۴	۹۵٫۰۰	۹۵٫۹۳	۹۵٫۴۷	۹۶٫۵۰	۹۵٫۰۱	۹۵٫۷۶
Si	۶٫۴۰	۶٫۳۳	۶٫۳۴	۶٫۱۹	۶٫۳۷	۶٫۲۸	۶٫۲۸	۶٫۲۲	۶٫۴۰	۶٫۲۵	۶٫۲۹	۶٫۳۸	۶٫۳۵	۶٫۴۵	۶٫۴۰	۶٫۴۶	۶٫۴۱	۶٫۴۵
Ti	۱٫۶۰	۱٫۶۷	۱٫۶۶	۱٫۸۱	۱٫۶۳	۱٫۷۲	۱٫۷۸	۱٫۷۸	۱٫۶۰	۱٫۷۵	۱٫۷۱	۱٫۶۲	۱٫۶۵	۱٫۵۵	۱٫۶۰	۱٫۵۴	۱٫۵۹	۱٫۵۵
Al(iv)	۳٫۵۲	۳٫۴۴	۳٫۵۴	۳٫۳۴	۳٫۴۵	۳٫۴۷	۳٫۱۰	۳٫۵۲	۳٫۵۰	۳٫۴۷	۳٫۴۹	۳٫۵۰	۳٫۵۳	۳٫۵۷	۳٫۵۴	۳٫۴۸	۳٫۶۷	۳٫۳۸
Al(vi)	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۷	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۴	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۰۷
Fe^{2+}	۰٫۱۹	۰٫۲۱	۰٫۲۹	۰٫۲۳	۰٫۳۰	۰٫۲۶	۰٫۶۴	۰٫۱۹	۰٫۳۹	۰٫۲۹	۰٫۳۰	۰٫۲۰	۰٫۳۱	۰٫۱۶	۰٫۲۴	۰٫۲۰	۰٫۲۵	۰٫۲۴
Mn	۰	۰	۰	۰٫۲۲	۰	۰٫۰۲	۰٫۰۹	۰٫۰۵	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Mg	۰٫۲۸	۰٫۳۵	۰٫۲۶	۰٫۳۷	۰٫۳۴	۰٫۳۲	۰٫۷۰	۰٫۲۶	۰٫۴۲	۰٫۴۴	۰٫۵۸	۰٫۳۸	۰٫۵۴	۰٫۴۸	۰٫۳۷	۰٫۳۵	۰٫۲۴	۰٫۳۸
Ca	۰٫۰۱	۰	۰	۰٫۰۳	۰	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Na	۰٫۱۲	۰٫۱۴	۰٫۰۸	۰٫۱۴	۰٫۱۴	۰٫۱۰	۰٫۱۰	۰٫۱۸	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۷
K	۱٫۷۶	۱٫۸۴	۱٫۶۵	۱٫۷۶	۱٫۶۵	۱٫۸۰	۱٫۳۱	۱٫۸۱	۱٫۲۸	۱٫۶۶	۱٫۱۹	۱٫۶۳	۱٫۱۹	۱٫۴۸	۱٫۵۰	۱٫۶۶	۱٫۲۸	۱٫۸۴
Total	۱۳٫۶۴	۱۳٫۶۸	۱۳٫۶۱	۱۳٫۵۴	۱۳٫۵۸	۱۳٫۶۸	۱۳٫۲۲	۱۳٫۷۶	۱۳٫۶۷	۱۳٫۹۵	۱۳٫۶۵	۱۳٫۸۳	۱۳٫۶۲	۱۳٫۷۲	۱۳٫۷۳	۱۳٫۸۰	۱۳٫۵۳	۱۳٫۹۸
FeO+MgO	۳٫۰۹	۳٫۷۰	۳٫۹۶	۳٫۹۰	۴٫۴۰	۳٫۸۹	۸٫۹۷	۳٫۰۰	۵٫۶۷	۴٫۸۰	۵٫۷۵	۳٫۷۵	۵٫۵۸	۳٫۹۷	۴٫۱۱	۳٫۶۰	۳٫۵۳	۴٫۰۴

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.3.5.0]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.3.479]

فشارسنجی مقدار آلومینیوم در هورنبلند: این نوع فشارسنجی بر پایه جایگیری آلومینیوم در ساختار هورنبلند است. بر این اساس، با افزایش فشار بر مقدار Al هورنبلند افزوده شده و Al^{VI} بیشتری نیز در فرمول ساختاری آن محاسبه می‌شود. این فشارسنج توسط پژوهشگران مختلف آزمایش و واسنجی شده است، اما واسنجی‌های اشمیت [۳۳] و اندرسون و اسمیت [۴۶] بیشتر مورد توجه سنگ‌شناسان دگرگونی بوده‌اند که به ترتیب از این قرارند:

$$P\ (\pm 0.6\ kbar) = -3.01 + 4.46Al_{hbl}^{tot} \qquad (۱)$$

$$P\ (\pm 0.6\ kbar) = \left\{\frac{4.76Al_{Hb} - 3.01 - [T(C^{\circ}) - 675]}{85}\right\} \times \{0.530Al_{Hb} + 0.005294[T(C^{\circ}) - 675]\} \qquad (۲)$$

که در آن‌ها، Al_{Hb} مقدار آلومینیوم در هورنبلند است. فشار بدست آمده از رابطه اشمیت [۳۳] برای آمفیبول‌شیست‌ها حدود ۳/۹ تا ۵/۶ کیلوبار بوده و نتیجه محاسبه فشار از رابطه اندرسون و اسمیت [۴۶] با به کارگیری دمای بدست آمده از روش هلند و بلاندی [۴۴]، حدود ۳ تا ۵/۵ کیلوبار است.

فشارسنجی براساس نمودار Ti نسبت به Al_{total} : هینس از مقدار Ti موجود در آمفیبول برای فشارسنجی استفاده نمود [۳۲]. هر چه فشار بالاتر باشد، مقدار Ti موجود در آمفیبول کمتر می‌شود. شکل ۷ الف مقادیر Ti نسبت به Al_{total} برای آمفیبول‌های منطقه را نشان می‌دهد که براساس آن، مجموعه‌ی مورد بررسی در فشارهای متوسط دگرگون شده است. فشار و دمای برآورد شده برای نمونه‌ها در نمودار P-T (شکل ۷ ب) نشان داده شده است. دمای ۴۸۰ تا ۵۷۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۴/۲ تا ۶ کیلوبار را می‌توان برای دگرگونی‌های منطقه در نظر گرفت که با دگرگونی نوع باروین و نظام‌های زمین ساختی مانند جزایر قوسی کرانه فعال قاره‌ای همخوانی دارد. تغییرات درجه زمین گرمایی در این دگرگونی حدود ۳۰ درجه سانتی-گراد برای هر کیلومتر است.

تعیین دما و فشار با استفاده از نمودار: برای محاسبه دمای دگرگونی آمفیبول‌شیست‌ها از نمودار Ln(XAn/XAb) در پلاژیوکلاز نسبت به Ln(CaM4/NaM4) در آمفیبول [۴۳] استفاده شد و بر این اساس، نمونه‌های مورد بررسی در گستره دمایی ۵۵۰ -۲۵±۵۳۰ درجه سانتی‌گراد قرار دارند (شکل ۷ پ). برای تعیین همزمان دما و فشار از نمودار Ca پلاژیوکلاز نسبت به Al آمفیبول [۲۸] استفاده شد که دما و فشار به ترتیب ۵۶۰-۵۵۰ درجه سانتی‌گراد و ۵-۳ کیلوبار بدست آمدند (شکل ۷ ت). این دماها در گستره رخساره آمفیبولیت زیرین قرار دارند. بر پایه نمودار Al_{total} نسبت به Fe(Fe+Mg) [۳۴]، نمونه‌های مورد بررسی در گستره فشار ۶-۴ کیلوبار قرار دارند (شکل ۷ ث).

محیط زمین ساختی و خاستگاه ماگمایی

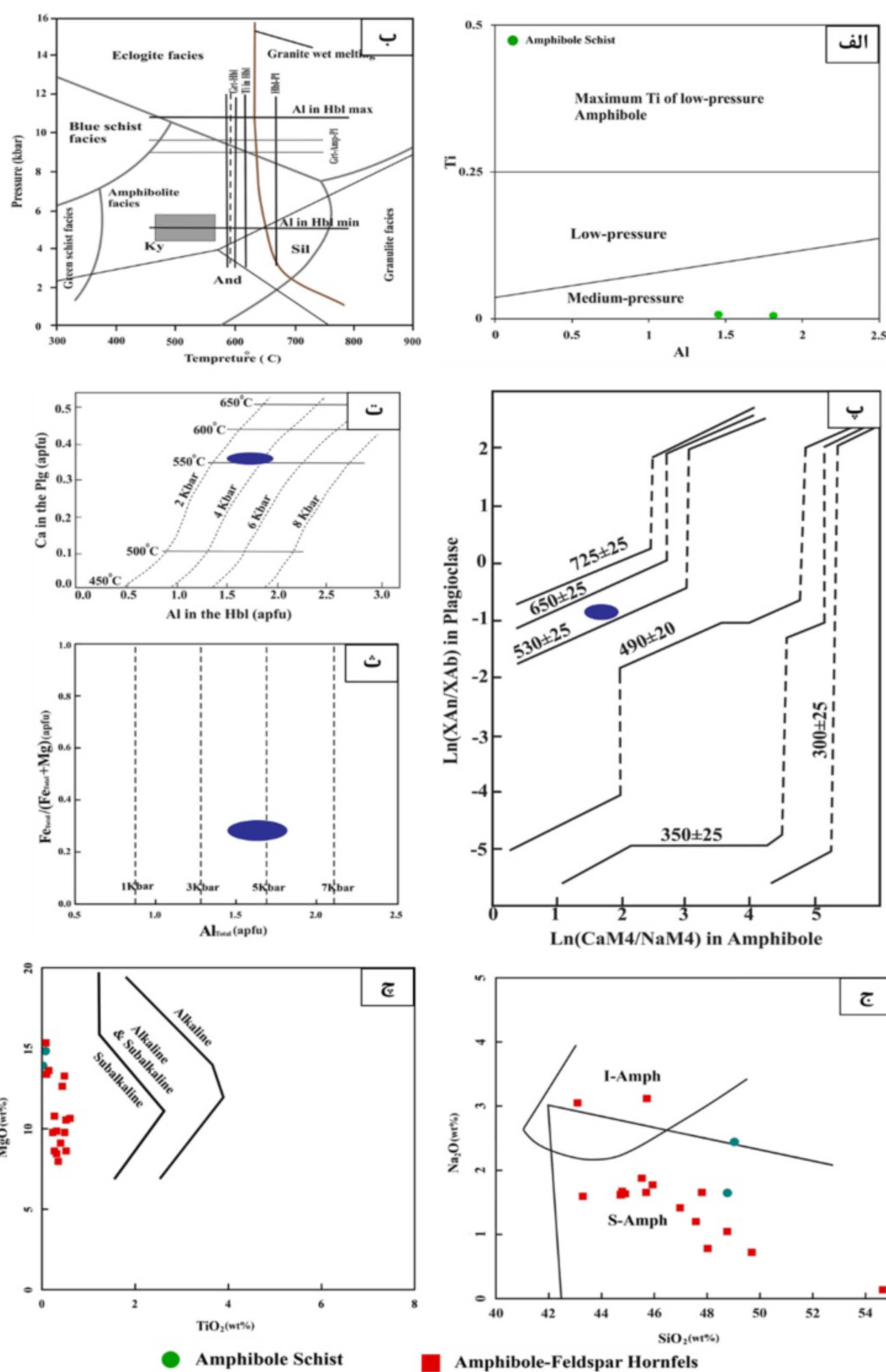
از ویژگی‌های زمین‌شیمیایی آمفیبول‌ها برای مقایسه ویژگی-های دگرنهادی محیط‌های زمین‌ساختی ماگمایی مختلف به ویژه محیط‌های ابرفرورانشی و درون‌صفحه‌ای استفاده شده است [۴۸]. آمفیبول‌های وابسته به ابرفرورانش مقدار Na_2O و TiO_2 پایین‌تری نسبت به انواع درون‌صفحه‌ای دارند. بر اساس نمودار رده‌بندی کولتورتی و همکاران [۴۸]، آمفیبول‌های منطقه در گستره آمفیبول‌های وابسته به محیط ابرفرورانشی (S-Amph) قرار دارند (شکل ۷ ج). آمفیبول‌های موجود در شبه قلیایی‌ها نسبت به قلیایی‌ها دارای مقادیر پایین‌تری از اکسیدهای Ti، K، Na و Al هستند [۴۹]. مولینا و همکاران [۴۹] با استفاده از مقدار Na_2O، MgO و Al_2O_3 نسبت به TiO_2، سرشت قلیایی و شبه‌قلیایی بودن آمفیبول‌ها را بررسی کرده‌اند (شکل ۷ چ) با توجه به نمودار $MgO-TiO_2$ [۴۹] آمفیبول‌های مورد بررسی ماهیت شبه قلیایی دارند (شکل ۷ چ).

بحث

تنوع سنگ‌های دگرگونی منطقه گرمخانی- میهم بیانگر شرایط دگرگونی متنوع و به احتمال بسیار چند دگرگونی در این ناحیه است. بررسی مجموعه‌های کانیایی و دما-فشارسنجی نشان می‌دهد که رخنمون‌های متابازیت در گذر از رخساره شیست سبز به رخساره آمفیبولیت (پیروکسن- هورنفلس) قرار می‌گیرد که با دو تغییر کانی‌شناسی بسیار مهم همراه هستند؛ نخستین تغییر گذر از آلبیت به سمت الیگوکلاز است (افزایش مقدار کلسیم پلاژیوکلاز پایدار، با افزایش دما و عبور از گستره نبود پریستریت)، دومین تغییر گذر از اکتینولیت به هورنبلند است. از این رو، آمفیبول نمی‌تواند در دماهای بالاتر مقادیر اضافی آلومینیم را در ساختار هورنبلند بپذیرد. در صورت افزایش فشار، آلومینیم وارد ساختار چرماکیت و پاراگازیت می‌شود. عناصر قلیایی نیز می توانند در پاراگازیت متمرکز شوند [۵۰].

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.3.5.0]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.3.479]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.3.5.0]
[DOI: 10.61186/ijcm.31.3.479]



شکل ۷ الف) نمودار Ti نسبت به Al [۳۲] که بر اساس آن، آمفیبول شیست‌ها در فشارهای متوسط تشکیل شده‌اند، ب) دما و فشار تشکیل سنگ های دگرگونی منطقه گرمخانی-میهم، گستره رخساره برگرفته از مرجع [۴۷] است، پ) بررسی دمای دگرگونی آمفیبول‌شیست‌ها با استفاده از نمودار Ln(XAn/XAb) در پلاژیوکلاز نسبت به Ln(CaM4/NaM4) [۴۳]، که نمونه‌های مورد بررسی در گستره دمایی ۵۵۰ -۲۵±۵۳۰ درجه سانتی‌گراد قرار دارند، ت) تعیین همزمان دما و فشار در نمودار Ca پلاژیوکلاز نسبت به Al آمفیبول [۲۸] که دما و فشار به ترتیب ۵۶۰-۵۵۰ درجه سانتی‌گراد و ۵-۳ کیلوبار را نشان می‌دهد، ث) در نمودار Al_{Total} نسبت به $Fe_{Total}(Fe_{Total}+Mg)$ [۳۳] که براساس آن، نمونه‌های مورد بررسی در گستره فشار ۶-۴ کیلوبار قرار دارند، ج) نمودار رده‌بندی زمین‌ساختی ماگمایی آمفیبول‌ها [۴۸] که بیانگر تشکیل آمفیبول‌های مورد بررسی در محیط‌های وابسته به ابرفرورانشی است، چ) نمودار بررسی قلیایی و شبه‌قلیایی بودن آمفیبول‌ها [۴۹] که بر اساس آن، آمفیبول‌های مورد بررسی ماهیت شبه قلیایی دارند، (آمفیبول‌های ابرفرورانشی)، (آمفیبول‌های درون صفحه‌ای).

هر دوی این تغییرها در درجه دگرگونی تقریباً مشابهی صورت می‌گیرند. واکنش‌هایی که سبب ایجاد پلاژیوکلاز کلسیمی و هورنبلند می‌شوند، پیچیده و متغیر بوده و شامل فروپاشی اپیدوت و کلریت برای تامین کلسیم و آلومینیم مورد نیاز برای ساخت پلاژیوکلاز آنورتیتی‌تر و هورنبلند آلومینیوم‌دار هستند [۵۱]. رخساره آمفیبولیت در متابازیت‌ها با مجموعه هورنبلند + پلاژیوکلاز (با آنورتیت بیش از ۱۷ درصد) و مقادیر کمی کوارتز، اپیدوت، گارنت و بیوتیت مشخص می‌شود [۵۱]. بنابراین با توجه به همبرزایی کانی‌شناسی (اکتینولیت، هورنبلند، پلاژیوکلاز آلبیتی، کوارتز و کلریت، کلسیت، آپاتیت و اپیدوت)، آمفیبول شیست‌های مجموعه دگرگونی گرمخانی-میهم در شرایط گذر از رخساره شیست سبز به رخساره آمفیبولیت یعنی رخساره اپیدوت آمفیبولیت دگرگون شده‌اند [۵۲]. البته، برخی پژوهشگران (برای مثال، [۵۳]) باور دارند که پیدوت نمی تواند در فشارهای پایین آمفیبولیت‌ها را همراهی کند و تنها در فشارهای بالا، اپیدوت آمفیبولیت شکل می‌گیرد. براساس همبرزایی کانی‌شناسی، آمفیبول و فلدسپار هورنفلس-های مجموعه دگرگونی گرمخانی-میهم با توجه به پایداری اکتینولیت، اپیدوت، زوئیزیت و کلینوزوئیزیت، در رخساره آلبیت-اپیدوت هورنفلس دگرگون شده‌اند. مرمرها و کوارتزیت ها نیز در شرایط رخساره آلبیت-اپیدوت هورنفلس/ هورنبلند هورنفلس دگرگون گردیده‌اند.

برداشت

مجموعه دگرگونی گرمخانی- میهم دربردارنده رخنمون‌هایی از سنگ‌های دگرگونی با تنوع بالاست که طی دگرگونی ناحیه‌ای (اسلیت، فیلیت، مسکویت شیست، آمفیبول شیست) و مجاورتی (اسلیت لکه‌ای، مرمر، آمفیبول فلدسپار هورنفلس) تشکیل شده‌اند و بیانگر تعدد رخدادهای دگرگونی منطقه هستند. سنگ مادر اسلیت، فیلیت و مسکویت شیست ها، متاپلیتی و سنگ مادر آمفیبول شیست، مرمر و آمفیبول فلدسپار هونفلس‌ها، متابازیت است. آمفیبول‌ها از نوع مگنزیوهورنبلند، پلاژیوکلازها از نوع آندزین و آلبیت، بلورهای بیوتیت از زیرمجموعه سیدروفیلیت و میکای سفید از نوع موسکویت هستند. آمفیبول موجود در نمونه‌های آمفیبول فلدسپار هورنفلس و آمفیبول شیست‌ها به ترتیب دارای خاستگاه آذرین و دگرگونی هستند. برآوردهای زمین‌دما-فشارسنجی برای کانی‌های آمفیبول و پلاژیوکلاز در آمفیبول-شیست‌ها با استفاده از روش هورنبلند- پلاژیوکلاز، بیان‌گر گستره دمایی ۴۶۴ تا ۴۸۳ درجه سانتی‌گراد و فشار ۳ تا ۵٫۶ کیلوبار (روش فشارسنجی مقدار آلومینیوم در هورنبلند) و گستره دمایی ۵۵۰ -۲۵±۵۳۰ درجه سانتی‌گراد (بر اساس نمودار اسپیر [۴۳]) و فشار ۳-۵ کیلوبار (بر اساس نمودار اشمیت [۳۳]) و دمای ۴۸۰ تا ۵۷۰ درجه سانتی گراد و فشار ۴٫۲ تا ۶ کیلوبار بر اساس نمودار Ti نسبت به Alt [۳۲] هستند که با گذر از رخساره شیست سبز بالایی به رخساره آمفیبولیت زیرین (اپیدوت آمفیبولیت) همخوانی دارد. وجود مجموعه دگرگونی گرمخانی –میهم مانند سایر مجموعه های دگرگونی پهنه سنندج- سیرجان با طبیعت و سرشت این پهنه (دگرگونی- نفوذی) همخوانی دارد و وابسته به رفتار نظام زمین ساختی در زمان تشکیل آنها - فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر صفحه قاره‌ای ایران مرکزی در اواخر مزوزوئیک است.

قدردانی

از معاونت پژوهش و فناوری دانشگاه بوعلی‌سینا برای تامین بخشی از هزینه‌های تجزیه سنگ‌ها تشکر می‌گردد.

مراجع

[1] Stocklin J., *"Structural history and tectonics of Iran: A review"*, American Assocciation of Petroleum Geologists Bull (1968) 52: 1229-1258.
[2] Alavi M., *"Tectonics of the Zagros Orogenic Belt of Iran: New data and interpretations"*, Tectonophysics (1994) 229: 211–238.
[3] Mohajjel M., Fergusson CL., Sahandi M.R., *"Cretaceous–Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj–Sirjan Zone, western Iran"*, Journal of Asian Earth Sciences (2003) 21 (4): 397-412.
[4] Ghasemi A., Talbot C.J., *"A new tectonic scenario for the Sanandaj–Sirjan Zone (Iran)"*,

[15] Helmi F., Hosseini M., *"Characteristics of dynamic and geological transformation of the Qorveh area",* Geological Survey of Iran Press, Tehran (1977) 99.

[16] Omarvani H., *"petrological study of metamorphic rocks of Qorveh (Kurdistan province)"*, 10th conference of Geological Society of Iran, Tarbiat Modares University (2006) 776-784.

[17] Torkian A., Khalili M., Sepahi A.A., *"Petrology and geochemistry of the I-type calc-alkaline Qorveh Granitoid Complex, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran",* Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen 185 (2008) 131-142.

[18] Torkian A., *"The use of rare earth and trace elements for determining the origin of the magma of granodiorite-granite intrusive mass in Qorveh",* Iranian Journal of Petrology, 1 (2010) 66-49.

[19] Rezaei M., *"Study of mylonitic and foliated rocks in the southeast of Qorveh (Kurdistan)",* M. Sc. thesis, Bu Ali Sina University (2011) 142.

[20] Rezaei M., Torkian A., Izadi-Kian L., *"study of intrusive rocks and metamorphosed dykes in the north of Miham Bala (southeast of Qorveh-Kurdistan)",* 1est national conference of Iranian Geology, Islamic Azad University of Shiraz (2013) 1-8.

[21] Rezvani Z., *"Petrography and crystal chemistry of contact metamorphic rocks, Zarineh region, South Qorveh – Kurdistan",* M.Sc. thesis, Zanjan University (2014) 103.

[22] Torkian A., *"lithography and application of crystal chemistry in thermodynamic studies of metamorphic rocks, Zarineh region, South Qorveh-Kurdistan",* Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, 4 (25) (2017) 775-786.

[23] Cheraghi S., *"Petrology of the Asif Abad-Tazeh Abad metamorphic complex (south Qorveh, Kurdistan)",* M.Sc. thesis, Bu- Ali Sina University (2018) 100.

[24] Sepahi A.A., Miri M.M., *"Textures of igneous and metamorphic rocks"*, Bu-Ali Sina Press (2015) 171.

Journal of Asian Earth Sciences (2006) 26(6): 683–693.

[5] Mohajjel M., Fergusson C.L., *"Jurassic to Cenozoic tectonics of the Zagros Orogen in northwestern Iran",* International Geology Review (2014) 56 (3): 263-287.

[6] Aghanabati A., *"Geology of Iran",* Geological Survey of Iran Press, Tehran, Iran (2004) 606.

[7] Vernant P., Nilforoushan F., Hatzfeld D., Abassi M., Vigny C., Masson F., Nankali H., Martinod J., Ashtiani A., Bayer R., Tavakoli F., Che´ry J., *"Contemporary crustal deformation and plate kinematics in Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman",* Geophysical Journal International (2004) 157: 381-398.

[8] Mahmoudi S., Corfu F., Masoudi F., Mehrabi B., Mohajjel M., *"U–Pb dating and emplacement history of granitoid plutons in the northern Sanandaj–Sirjan Zone, Iran",* Journal of Asian Earth Sciences (2011) 41(3): 238-49.

[9] Yajam S., Montero P., Scarrow J. H., Ghalamghash J., Razavi S. M.H., Bea, F., *"The spatial and compositional evolution of the Late Jurassic Ghorveh-Dehgolan plutons of the Zagros Orogen, Iran: SHRIMP zircon U-Pb and Sr and Nd isotope evidence",* Geologica Acta (2015) 13, 25–43.

[10] Ghazi M.J., Moazzen M., *"Geodynamic evolution of the Sanandaj-Sirjan Zone, Zagros Orogen, Iran",* The Turkish Journal of Earth Sciences (2015) 24: 513-528.

[11] Hosseini M., *"Geological map of Qorveh (scale 1: 100,000)",* Geological Survey of Iran (1999).

[12] Siivola J., Schmid R., *"Recommendations by the IUGS Subcommission on the systematics of metamorphic rocks",* Web version 01.02.07 (2007).

[13] Blourchi M.H, *"Investigation of metamorphic rocks in S-Qorveh"*, Ms. Thesis, University of Teharn. (1967).

[14] Hariri A., *"An approach to the origin of metamorphic rocks, Qorveh",* Master's thesis, Shahid Beheshti University (1995) 161.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.3.5.0]

[DOI: 10.61186/ijcm.31.3.479]

calibration of the Al-in hornblende barometer", Contribution to Mineralogy and Petrology (1992) 110 304-310.

[34] Spear F.S., *"An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite",* American journal of Science (1981a) 281:697–734.

[35] Spear F.S., *"Amphibole-plagioclase equilibria: An empirical model for the relation albite + tremolite = edenite +4 quartz",* Contributions to Mineralogy and Petrology (1981b) 77:355–364.

[36] Deer W.A., Howie R.A., Zussman, J., *"An Introduction to the Rock- forming Minerals"*, 2nd edi., Longman, London (1992) 696pp.

[37] Nachit H., Ibhi A.B., Abia El-H., El Hassan, A., Ben Ohoud, M., *"Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites, and neoformed biotites",* Comptes Rendus Geoscience (2005) 337(16): 1415–1420.

[38] Vidal O., Parra T., *"Exhumation paths of high-pressure metapelites obtained from local equilibria for chlorite-phengite assemblages",* Geological journal (2000) 35(314): 139-161.

[39] Miller C.F., Stoddard E.F., Bradfsh L.J., Dollase W.A., *"Composition of plutonic muscovite: Genetic implications",* The Canadian Mineralogist (1981) 19: 25-34.

[40] Blundy J.D., Holland T.J.B., 1990, *"Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer",* Contribution to Mineralogy and Petrology (1990) 104: 208-224.

[41] Esawi E.K., *"Amph-Class: An excel spreadsheet for the classification and nomenclature of amphibole based on the 1997 recommendation of the international mineralogical Association",* Computers and Geosciences (2004) 30 753-760.

[42] Tuloch A.J., Challis G. A., *"Emplacement depths of Paleozoic-Mesozoic plutons from western New Zealand estimated by Hornblende-Al geobarometry"*, New Zealand Journal of Geology and Geophysics (2000) 43 555-567.

[25] Hawthorne F.C., Oberti R., *"Classification of the amphiboles",* Reviews in Mineralogy and Geochemistry (2007) 67:55–88.

[26] Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E., Maresch W.V., Martin R.F., Schumacher J.C., Welch M.D., *"Nomenclature of the amphibole supergroup",* American Mineralogist (2012) 97:2031–2048.

[27] Leake, B.E., Woolly, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J. D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W.V., Nickel, E.h., Rock, N.M.S., Schmucher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Unungaretti, L., Whittaker, E.J.W., and Youzhi, G., *"Nomenclature of amphiboles; report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals Names",* American Mineralogist (1997) 82: 1019-1037.

[28] Leake B.E., *"Nomenclature of amphiboles",* American Mineralogist (1978) 63: 10231052.

[29] Agemar T., Worner G., Heumann A., *"Stable isotopes and amphibole chemistry on hydrothermally altered granitoids in the North Chilean Precordillera: A limited role for meteoric water?",* Contributions to Mineralogy and Petrology (1999) 136: 331-344.

[30] Henry D.A.F., Chivas A. R., Long J.V.P., Reed S.J.B., *"Chemical differences between minerals from mineralizing and barren intrusion from some North American porphyry copper deposits",* Contribution to Mineralogy and Petrology (1985) 89: 317-329.

[31] Chivas A.R., *"Geochemical evidence for magmatic fluids in porphyry copper mineralization",* Contribution to Mineralogy and Petrology (1981) 78: 389-403.

[32] Hynes A., *"A comparison of amphiboles from medium and low pressure metabasites",* Contributions to Mineralogy and Petrology (1982) 81 (1982) 119-125.

[33] Schmidt M.W., *"Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: An experimental*

[43] Spear F.S., *"NaSi= CaAl exchange equilibrium between plagioclase and amphibole: An empirical model",* Contributions to Mineralogy and Petrology 77 (1980) 355-364.

[44] Holland T., Blundy J., *"Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry",* Contributions to Mineralogy and Petrology 116 (1994) 433-447.

[45] Bucher K., Grapes R., *"Petrogenesis of metamorphic rocks",* 6^{th} edition. Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, (2011) 428 pp.

[46] Anderson J.L., Smith, D.R., *"The effects of temperature and oxygen fugacity on the Al-in-hornblende barometer",* American Mineralogist (1995) 80: 549-559.

[47] Spear F.S., *"Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths",* Mineralogical Society of America Washington (1995), 799 pp.

[48] Coltorti M., Bonadiman C., Faccini B., Gregoire M.O., Reilly S.Y., Powell W., *"Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle",* Lithos 99 (2007) 68-84.

[49] Molina J.F., Scarrow J.H., Montero P.G., *"High-Ti amphibole as a petrogenetic indicator of magma chemistry: evidence for midly alkalichybrid melts during evolution of Variscan basic-ultrabasic magmatism of Central Iberia",* Contribution to Mineralogy and Petrology (2009) 158: 69-98.

[50] Winter J.D., *"An introduction to igneous and metamorphic petrology",* Prentice Hall publisher (20010) 699 p.

[51] Schumacher J.C., *" Metamorphic amphiboles: composition and coexistence",* In: Hawthorne FC, Oberti R, Della Ventura G,Mottana A (eds) Amphiboles: crystal chemistry occurrence and health issues, reviews in mineralogy and geochemistry (67). Mineralogical Society of America, Washington, D.C, pp. (2,007) 359–416.

[52] Miyashiro A., *"Metamorphism and metamorphic belts",* Allen & Unwin, London (1973).

[53] Frost B.R., Frost C.D., *" Essential of Igneous and Metamorphic Petrology",* Cambridge University Press, (2014) 33p.